

Геология и полезные ископаемые России

ЗАПАД РОССИИ И УРАЛ

ЗАПАД РОССИИ

1

Книга 1



ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РОССИИ

В шести томах

Главные редакторы

О. В. Петров, Л. И. Красный, А. Ф. Морозов

Главная редакционная коллегия

*В. А. Амантов, Т. М. Барабанова, Е. А. Басков, Г. А. Беленицкая, М. Д. Белонин,
Б. А. Блюман, Б. А. Борисов, Н. К. Булин, А. С. Вольский, А. И. Жамойда,
В. Л. Иванов, В. П. Кириков, Е. А. Киселев, В. И. Колесников, А. Э. Конторович,
А. И. Кривцов, Т. Н. Корень, А. И. Ларичев, В. Л. Масайтис, Е. Е. Милановский,
Н. В. Милетенко, Ю. Б. Миронов, Е. П. Миронюк, В. П. Орлов, Б. В. Петров,
В. К. Путинцев, В. К. Ротман, А. К. Соколовский, О. И. Супруненко,
В. С. Сурков, В. П. Феоктистов, В. Е. Хаин, В. В. Шатов, Ю. М. Шувалов,
Ю. М. Эринчек, К. Э. Якобсон*

Ученый секретарь *Н. Г. Власов*

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

Т о м

1

ЗАПАД РОССИИ И УРАЛ

К н и г а 1

ЗАПАД РОССИИ

Редакторы

Б. В. Петров, В. П. Кириков

Редакционная коллегия первого тома, книги 1

*А. М. Ахмедов, Е. А. Басков, Ю. Б. Богданов, Ю. В. Богданов,
Б. А. Борисов, А. Х. Кагарманов, Ю. М. Эринчек, К. Э. Якобсон*

Ученый секретарь *Л. Р. Семенова*



Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Ред. Б.В. Петров, В.П. Кириков. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с. (МПР РФ, РАН, Роснедра, ВСЕГЕИ).

ISBN 5-93761-074-1

ISBN 5-93761-078-4

В книге обобщены и проанализированы результаты геолого-геофизических исследований за последние 25 лет по территории Восточно-Европейской платформы, а также прилегающих к ней Тимано-Печорской и Скифско-Туранской платформ.

Рассматриваются глубинное и геологическое строение фундамента и чехла трех платформ, история геологического развития главных структурных элементов по важнейшим этапам и стадиям их формирования от архея до квартера, освещены вопросы эволюции консолидированной земной коры, а также основные закономерности формирования осадочных чехлов платформ. Даны описание месторождений полезных ископаемых Европейской России, закономерности их распределения во времени и пространстве, а также анализ состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы этой территории. Приведены краткая характеристика эколого-геологического состояния Запада России и Урала, а также сведения о важнейших геологических памятниках федерального и мирового значения. Рассмотрена эволюция тектонических и минерагенических процессов на пограничных территориях Восточно-Европейской платформы и Уральского подвижного пояса.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, работников добывающих отраслей, руководителей субъектов европейской части Российской Федерации, преподавателей и студентов вузов, а также может представлять интерес для геологов стран Фенноскандии, Прибалтики, Украины и Белоруссии.

Ил. 77, табл. 14, прил. 2, сп. лит-ры 299 названий.

ISBN 5-93761-074-1

ISBN 5-93761-078-4

© Федеральное агентство по недропользованию, 2006

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2006

© Коллектив авторов, 2006

FEDERAL AGENCY OF MINERAL RESOURCES

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF RUSSIA

Six volumes

Chief editorial board

O.V. Petrov, L.I. Krasnyi, A.F. Morozov

Volume 1

WEST OF RUSSIA AND URAL

Book 1

WEST OF RUSSIA

Editors *B.V. Petrov, V.P. Kirikov*

Editorial board

*A. M. Akhmedov, Ye. A. Baskov, Yu. B. Bogdanov, Yu. V. Bogdanov,
B. A. Borisov, Yu. M. Frinchev, A. Kh. Kagarmenov, Ye. E. Yakobson*

Scientific secretary *L. R. Semenova*

Geology and mineral resources of Russia. Six volumes. Volume 1. West of Russia and Ural. Book 1. West of Russia / Eds *B.V. Petrov, V.P. Kirikov*. SPb., VSEGEI Press, 2006. 528 p. (MNR of the RF, RAS, Rosnedra, VSEGEI).

ISBN 5-93761-074-1

ISBN 5-93761-078-4

The paper generalizes and analyses results of geological and geophysical studies carried out during the last 25 years (the year 2004 inclusive) in the East European platform and adjacent Timan-Pechora and Scythian platforms.

Deep and geological structure of the basement and the cover of three platforms, the history of geological development of main structural elements during the most important epochs and stages of their formation from the Archean to the Quaternary are discussed. Some issues of the consolidated crust evolution and main patterns of the formation of platform sedimentary covers are elucidated. Description of mineral deposits of European Russia, patterns of their distribution in time and space, and the analysis of the status and prospects of the development of the mineral base in this area are given. Brief characterization of the ecological and geological situation in West of Russia and Ural is described as well as the information on the most important geosites of federal and world significance. The evolution of tectonic and metallogenic processes in contact areas of the East European platform and the Uralian mobile belt shown.

The book is indented for a wide circle of geologists, geophysicists, people working in mining industry, heads of the administrative areas of European Russia, professors and students of universities; it also can be of interest for geologists of Fennoscandian and Baltic countries, the Ukraine and Belarus.

Il. 77, tabl. 14, app. 2, references 299 names.

ISBN 5-93761-074-1

ISBN 5-93761-078-4

ПРЕДИСЛОВИЕ

Насущной необходимостью для государств, развитых в экономическом отношении, является периодическое обобщение сведений по геологическому строению и полезным ископаемым их территории, что важно для их благосостояния и высокого уровня промышленного производства. Такие обобщения осуществлялись в дореволюционной России сотрудниками Геологического комитета, а затем в СССР специалистами Государственной геологической службы и Академии наук. В последнее издание серии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» входят тома «Русская платформа» (т. 1, 1985), «Сибирская платформа» (т. 4, 1987), «Алтае-Саянский и Забайкало-Верхне-Амурский регионы» (т. 7, кн. 1 и 2, 1986, 1988), «Восток России» (т. 8), «Моря Советской Арктики», (т. 9, 1984), «Геологическое строение и минерагения СССР» (т. 10, кн. 1 и 2, 1989). Заключительные книги монографии, посвященные организации геологической службы и развитию минерально-сырьевой базы СССР, изданы в 1993 г. Перечисленные публикации отражают состояние знаний на начало – середину 1980-х годов.

В конце XX века назрела необходимость сделать новое обобщение, чтобы подвести итоги изучения геологического строения и полезных ископаемых, определить пути дальнейших поисков и освоения полезных ископаемых (особенно дефицитных и новых их видов), а также рассмотреть геоэкологические и сейсмотектонические условия суши и акваторий России и дать предложения по улучшению геоэкологической ситуации и уточнению сейсмического районирования. Одновременно подвести итоги фундаментальных научных геолого-геофизических исследований, выполненных на территории России, с учетом результатов, полученных в сопредельных странах.

Государственная геологическая служба России принимает необходимые меры в сфере геологического изучения, использования и охраны недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны для преодоления дефицита, возникшего из-за того, что при распаде СССР месторождения ряда полезных ископаемых оказались за пределами Российской Федерации. Интенсивный рост добычи минерального сырья во всем мире и тот факт, что поиски новых месторождений в достаточно изученной стране всегда связаны с большими затратами средств и времени, особенно важно осуществить сводку новейших данных по геологии и минерагении России. При этом необходимо проанализировать и обобщить материалы, содержащиеся в многочисленных изданных и готовящихся к изданию комплексах Государственных геологических карт новых серий масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, в опубликованных монографиях и статьях, в решениях многих региональных совещаний.

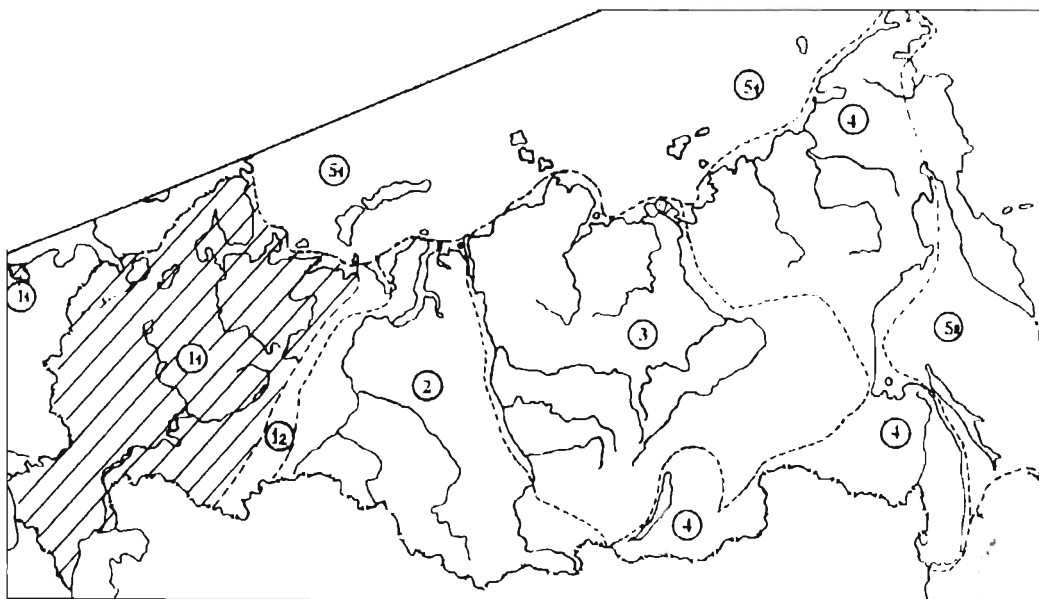
В томах монографии, посвященных главным геолого-структурным подразделениям России, сосредоточены результаты комплексных региональных исследований глубинного строения литосферы, геологического строения и развития регионов. При этом осуществляется научный прогноз распространения полезных ископаемых на соответствующих территориях и акваториях. Известно, что территория России и соседних государств Северной Евразии вместе с омывающими их морями – ключ к познанию закономерностей строения и размещения полезных ископаемых крупного сегмента Земли.

Монография «Геология и полезные ископаемые России» предназначена для широкого круга читателей: геологов разных специальностей, сотрудников геологических комитетов и территориальных администраций, предпринимателей, осваивающих месторождения полезных ископаемых; лиц, занимающихся изучением и охраной окружающей среды, предсказанием геологических катастроф; сотрудников научных учреждений, преподавателей и студентов старших курсов вузов.

Уже опубликованы тома «Западная Сибирь» (том 2) «Восточная Сибирь» (том 3), «Арктические моря» (том 5, кн. 1), «Дальневосточные моря» (том 5, кн. 2). Выход первой книги первого тома «Запад России» – давно ожидаемое и знаменательное событие для отечественной геологии.

Главная редколлегия

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ТОМАМ



Номера (в кружках) и названия региональных томов: 1 – Запад России и Урал (11 – Запад России кн. 1; 12 – Урал – кн. 2); 2 – Западная Сибирь; 3 – Восточная Сибирь; 4 – Восток России; 5 – Арктические и дальневосточные моря (51 – Арктические моря – кн. 1; 52 – Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление – кн. 2).

Европейская Россия охватывает огромную территорию от Калининградской области до Урала и от Кольского полуострова до Главного хребта Северного Кавказа площадью около 4000 тыс. км². Она включает в себя четыре федеральных округа с 59 субъектами Федерации. Они составляют всего 23,2 % площади РФ, но в них проживает 105,7 млн человек (72 % населения РФ). Европейская Россия отличается разнообразием природных условий. Большая часть ее относится к Русской равнине, восточной границей которой является горная система Урала. В пределах равнины выделяются небольшие возвышенности (Валдайская, Среднерусская, Приволжская и др.) и низменности (Мезенская, Окско-Донская, Прикаспийская и др.) с относительно небольшими превышениями от 200 до 250 м. Высшая точка России – гора Эльбрус Большого Кавказа с отметкой 5641 м.

Положение европейской части России в различных климатических поясах определяет широкий спектр почвенно-растительных зон и разнообразие ландшафтов, от субарктических на севере до субтропических на юге. При этом наибольшее количество осадков выпадает в горах Кавказа (до 2000 мм/год), наименьшее – в полупустынных районах Прикаспийской низменности (около 150 мм/год). Основная часть территории находится в умеренном климате.

Крупнейшими пресными озерами являются Ладожское и Онежское, а водохранилищами – Рыбинское, Куйбышевское и Камское. Реки – Северная Двина, Мезень, Печора – принадлежат к бассейну Северного Ледовитого океана, а Нева, Дон и Кубань – к бассейну Атлантического океана. Самая крупная река – Волга относится к бассейну внутреннего стока (Каспийское море).

Европейская Россия – наиболее развитый промышленный и сельскохозяйственный регион страны, мощная минерально-сырьевая база, играющая ключевую роль в его экономике. Здесь располагаются Тимано-Печорская, Волго-Уральская, Северо-Кавказская нефтегазоносные провинции и северная часть Прикаспийской НПП, Печорский, Подмосковный и Донецкий (восточная часть) угленосные бассейны, уникальный железорудный бассейн Курской магнитной аномалии. В регионе добывается более 50 % (от РФ в целом) редких земель, редких металлов, железа, марганца, титана, апатита, фосфоритов, калийных солей, более 25 % бокситов и хромитов. Значительны прогнозные ресурсы нетрадиционных для Европейской России видов сырья – хромитов, минералов платиновой группы, алмазов. Регион в целом обладает всеми видами общераспространенных полезных ископаемых, пресными и минеральными подземными водами.

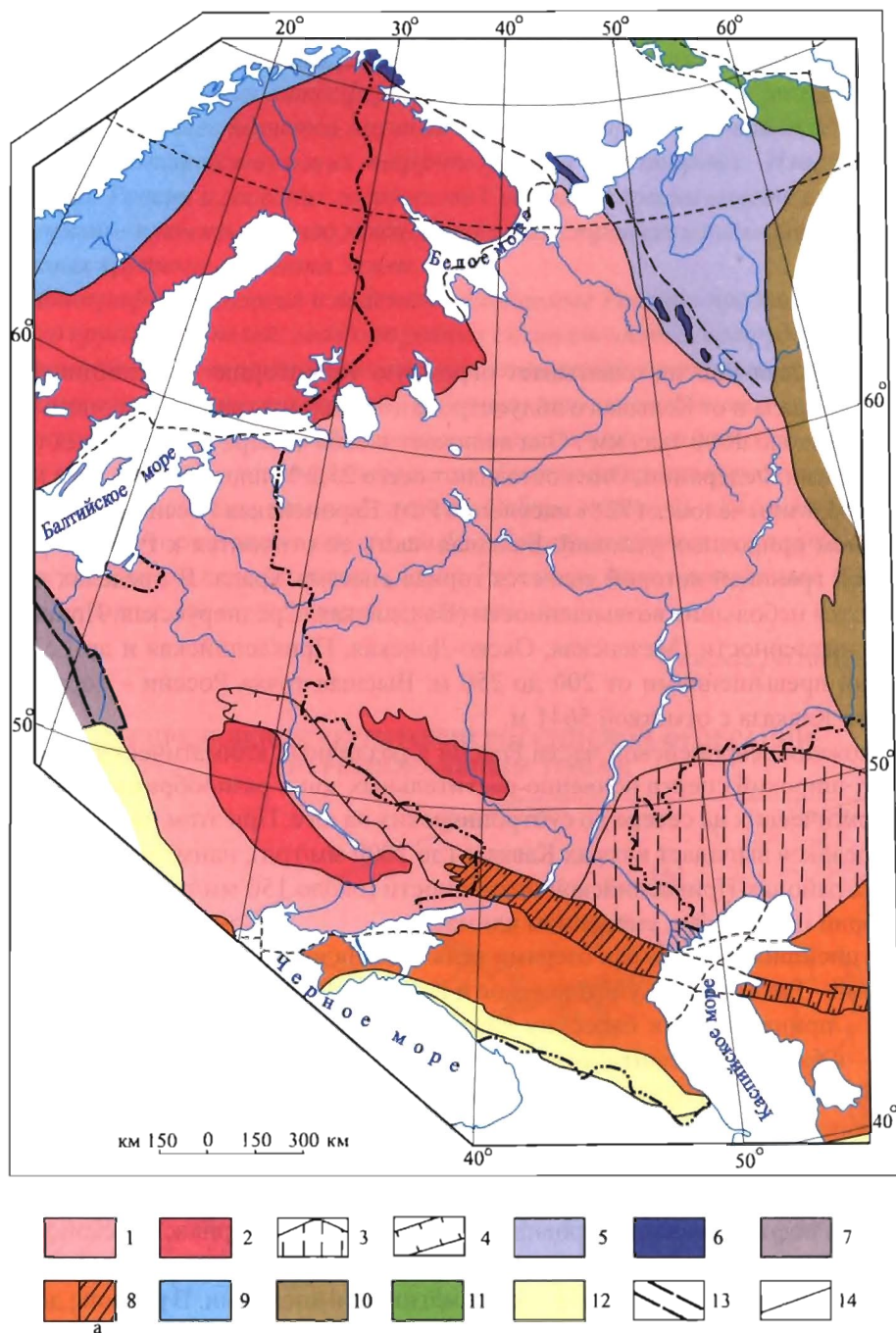


Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Восточной Европы

(сост. В. П. Кириков при участии Б. В. Петрова)

Платформы: 1–2 – Восточно-Европейская с дорифейским фундаментом (1 – осадочный чехол – Русская плита, 2 – выступы фундамента и области его неглубокого залегания – щиты, массивы); 3 – Прикаспийская впадина; 4 – Припятьско-Дона-Мангышлакский линсемент (палеозойская рифтовая

Исследованный регион занимает древнюю Восточно-Европейскую платформу (ВЕП), эпибайкальскую Тимано-Печорскую, эпигерцинскую Скифско-Туранскую платформы и северную часть складчатой системы Северного Кавказа (рис. 1). Включение в рассмотрение геологического строения всей территории ВЕП было согласовано в начале работы над книгой с главной редколлегией и зам. главного редактора Л. И. Красным. Для полноценного анализа геологического строения ВЕП были использованы материалы по территориям Украины, Молдавии, Белоруссии, Казахстана, Польши, стран Балтии и Скандинавии (Финляндии, Швеции и Норвегии). Изучение всего этого обширного региона общей площадью около 6 млн км² позволило проследить историю его развития на протяжении более 3,5 млрд лет.

Минерагения и закономерность размещения полезных ископаемых даются только в границах Европейской России, а месторождения зарубежных стран приводятся лишь для сравнения. Впервые в таком издании охарактеризованы экологическая обстановка и геологические памятники региона.

За 20 лет после выхода из печати тома «Русская платформа» десяти томного издания «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (1985) произошел значительный прирост геологической информации по ВЕП и смежным регионам. В настоящее время Европейская Россия относится к наиболее изученным регионам РФ. Вся ее территория покрыта государственной гравиметрической и аэромагнитной съемками масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000, системой опорных сейсмических профилей. Завершены работы по подготовке Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 второго поколения, составлены сводные серийные легенды для ГГК-1000 третьего поколения.

Новый материал, использованный для написания тома, включает в себя все опорные сейсмические профили (до 2004 г.), карты гравитационного и магнитного полей масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000, геолого-геофизические модели, изданные листы Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000, сводные геологические, геофизические, тектонические и минерагенические карты Восточной Европы масштабов 1 : 1 000 000 – 1 : 2 500 000, материалы ГИС-атласов по Северо-Западному, Центральному, Приволжскому и Южному федеральным округам, долгосрочные программы развития геологии России, составленные отраслевыми институтами МПР. Авторы попытались обобщить весь комплекс этих разнообразных данных. Несмотря на обзорный характер тома, в некоторых случаях в нем приводятся результаты новейших исследований по геохимии, изотопии, геологии и минералогии, полученные лично авторами или взятые из последних публикаций.

система): 5–6 – Тимано-Печорская с байкальским и частично более древним фундаментом (5 – осадочный чехол, 6 – выступы складчатого рифейского фундамента); 7 – Среднеевропейская с разновозрастным рифей-палеозойским фундаментом; 8 – Скифско-Туранская с герцинским фундаментом, а – палеозойский складчатый комплекс Донбасса, вала Карпинского и Мангышлака.

Складчатые системы: 9 – каледонид (Грампианская); 10 – герцинид (Уральская); 11 – ранних киммерид (Пайхойско-Новоземельская); 12 – киммерид-альпид (Крымско-Кавказская, Карпатская); 13 – зона Торнквиста-Тессейре; 14 – границы тектонических подразделений

Авторский коллектив – сотрудники ВСЕГЕИ: А. М. Ахмедов, Е. А. Басков, Ю. Б. Богданов, В. М. Богомазов, Н. Г. Власов, О. А. Воинова, В. Я. Вукс, Н. Р. Горбачевич, Г. В. Грушевой, Е. П. Заррина, Т. А. Иванова, В. П. Кириков, А. В. Лапо, В. Л. Масайтис, Е. Д. Мильштейн, И. А. Николаева, М. Ю. Ногина, Б. В. Петров, Л. Р. Семенова, В. А. Снежко, Э. И. Супруненко, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко, В. К. Шкатова, С. В. Щербакова, Ю. М. Эринчек, К. Э. Якобсон.

Из других организаций в работе участвовали: Е. М. Аксенов, Б. Ю. Астафьев, Г. Ф. Буданов, Е. М. Веричев, А. С. Воинов, М. В. Михайлов, О. М. Прищепа, О. И. Супруненко.

Авторство каждого из них указано в оглавлении тома и в подрисуночных подписях.

Техническое оформление текста и графики: А. С. Афонов, Л. Д. Богданова, Н. В. Вербицкая, И. Г. Мангасарова, М. Д. Маркова, Н. В. Мышкина, Н. В. Петушкова, Т. М. Потапова, О. В. Романова, О. Н. Удачина.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДА РОССИИ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ, СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Основой для создания модели глубинного строения земной коры служит информация, полученная при изучении плотностных, магнитных, геотермических, сейсмических и других геофизических характеристик региона. Попытки интерпретации геофизических данных в связи с изучением фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) предпринимались еще А. Д. Архангельским (1937) и Н. С. Шатским (1965). Обобщающими работами ранних лет стали монографии Э. Э. Фотиади [1958], А. А. Борисова (1965), а также ряда авторов под научным руководством Н. В. Неволина (1971). Вопросы глубинного строения территории СССР рассматривались в сборнике [Глубинное строение..., 1983] под редакцией А. А. Смыслова. Коллективом авторов во ВНИИГеофизике был издан Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР [1989], в основу которого были положены опорные сейсмические профили ГСЗ-МОВЗ I класса. В последние годы вышла в свет серия монографий «Литосфера Центральной и Восточной Европы» [1987–1989, 1993а, б] под редакцией В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, в которых на основе изучения сейсмических профилей делались выводы о строении, составе и состоянии литосферы этого обширного региона в ходе его геологической эволюции, а также были рассмотрены проблемы геодинамики и теоретические вопросы комплексной интерпретации геофизических материалов. Несмотря на многочисленность публикаций по этой проблеме, ни в одной работе не приводится трехмерная модель глубинного строения, использующая весь комплекс геолого-геофизических данных.

В настоящее время территория ВЕП достаточно полно обеспечена геофизическими материалами. Изданы карты аномального магнитного и гравитационного полей масштабов 1 : 1 000 000 и крупнее, карты теплового поля Европы масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000, появились мелкомасштабные карты магнитного поля спутника «Магсат». Регион обеспечен достаточно густой сетью сейсмических профилей ГСЗ-МОВЗ I класса, дополненной детальными профилями II класса внутри отдельных районов (рис. 2), а также профилями МОГТ. Это дало возможность создать карту глубинного строения региона, использующую все новейшие

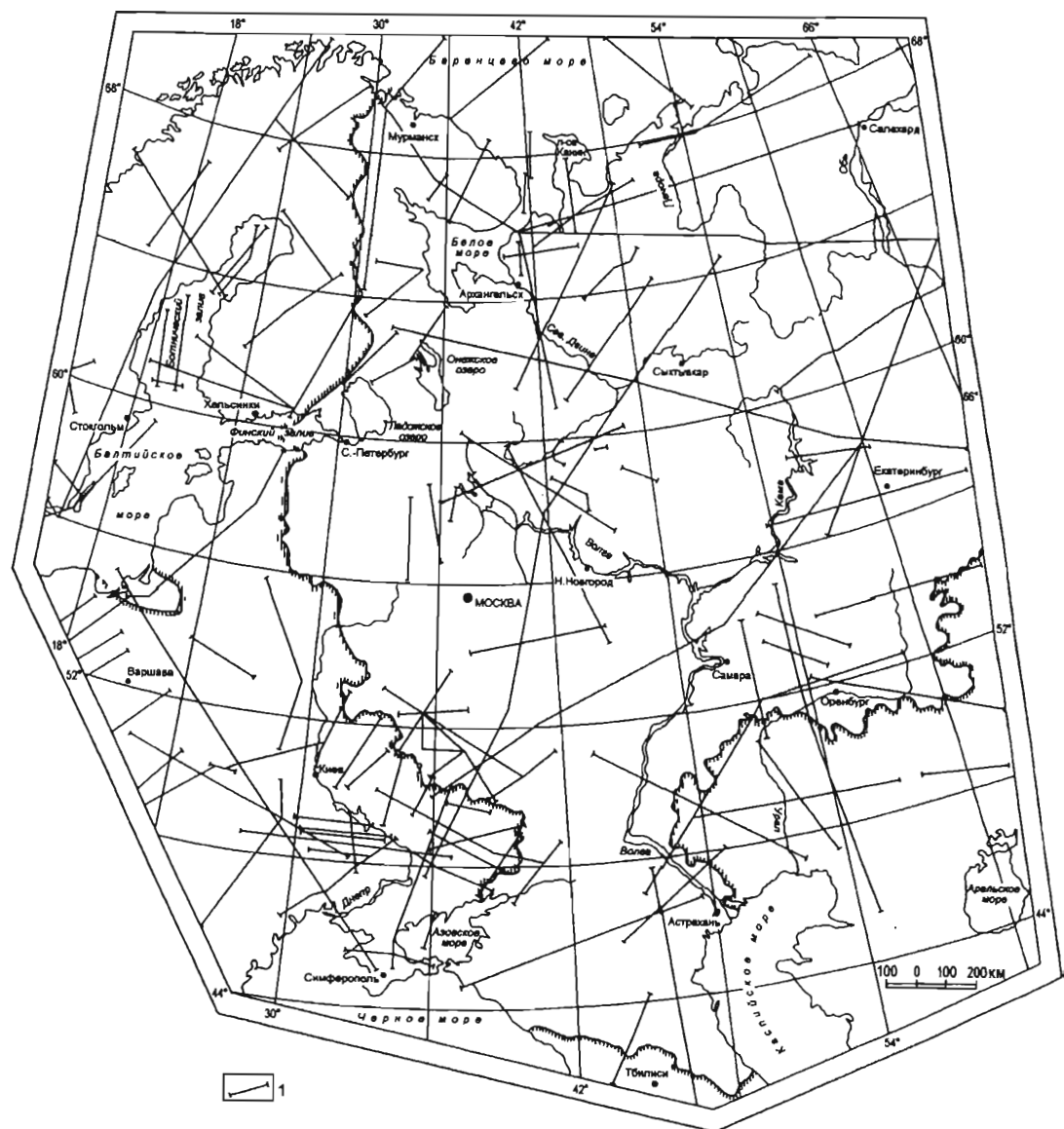


Рис. 2. Сейсмическая изученность Восточной Европы (сост. Э. А. Супруненко)
 1 – линии профилей ГСЗ—МОВЗ

геофизические материалы до 2004 г. Наиболее важным источником информации в комплексе данных глубинных геологических исследований является аномальное поле силы тяжести в редукции Буге. В гравитационном поле отражаются характер объемного распределения структурно-вещественных неоднородностей, т. е. интегральный эффект рельефа, структуры и состава консолидированной земной коры, а также особенности строения платформенного осадочного покрова и глубоких горизонтов коры и верхней мантии.

Осадочные образования чехла платформы, обладая резко пониженной плотностью, искажают гравитационный эффект глубинных источников. Влияние чехла прямо связано с его мощностью и степенью эпигенетической преобразованности осадочных пород, что приводит к изменению их средней плотности. Для корректного сравнительного анализа областей с различной мощностью платформенных образований – от практически обнаженных кристаллических щитов до глубоких впадин чехла – наблюдаемое гравитационное поле было освобождено от влияния осадочного чехла методом геологического редуцирования. При этом использовалась формула для плоскопараллельного слоя и данные о переменной плотности чехла. Карта поля Δg_a легла в основу дальнейшего анализа, в частности для мелкомасштабного районирования территории, при котором учитываются такие особенности поля, как знак, размеры, конфигурация, средний уровень, основные простирания аномалий, характер градиентных зон (рис. 3).

Редуцированное гравитационное поле территории характеризуется преобладающим развитием положительных аномалий; повсеместно отмечается приуроченность крупных относительных максимумов Δg_a к участкам впадин и прогибов фундамента, а относительных минимумов – к приподнятым его частям (щитам и сводам), что связывается с уплотнением земной коры и, возможно, верхней мантии в прогибах и разуплотнением коры в районах выступов и сводов. Знак и уровень поля определяются главным образом составом аномалеобразующих источников.

Морфология гравитационного поля позволяет судить о четкой блоковой структуре земной коры и литосферы в целом. Крупные блоки разграничиваются линейными аномалиями, отвечающими протяженным тектоническим структурам различной ширины с амплитудами разрывов, иногда достигающими многих сотен метров.

По размерам блоки могут быть разделены на несколько порядков. Отдельные блоки различаются по среднему уровню интенсивности поля, что отражает общую плотностную неоднородность земной коры. Моделирование плотностных разрезов с привлечением сейсморазведки свидетельствует о том, что плотностные неоднородности в верхней части коры сглаживаются на глубинах около 10–15 км.

Изучение магнитных аномалий $(\Delta T)_a$ показывает, что последние обусловлены вещественным составом и структурой фундамента платформы, но геологическая интерпретация магнитного поля остается наиболее сложной в связи со вторичным характером намагниченности.

Анализ природы магнитных аномалий показал, что последние обусловлены метаморфо-метасоматическими процессами и зависят от их характера, вследствие чего магнитные аномалии часто секут гравитационные, образуя сложные сочетания, что наиболее свойственно региональным и в меньшей степени локальным особенностям полей.

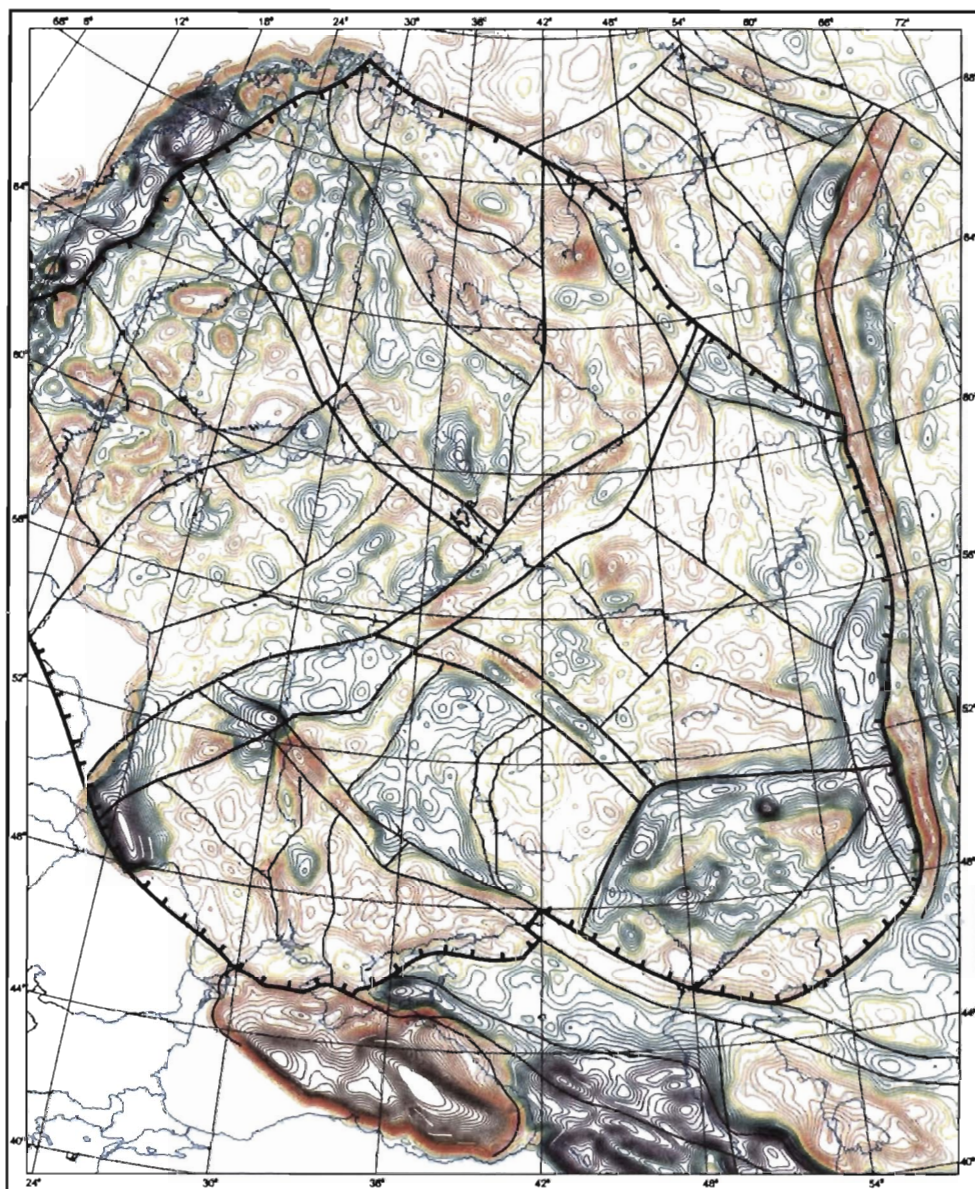


Рис. 3. Отражение блоковой делимости Восточной Европы в аномальном гравитационном поле Δg , редукция Буге (сост. Е. Д. Мильштейн, Б. В. Петров)

Для территории ВЕП в целом характерно неравномерное распределение намагниченных образований, в сложной картине которых выделяются протяженные региональные зоны повышенной намагниченности (прямолинейные и дугообразные) и участки с мозаичным расположением магнитных тел. Значительные площади занимают слабомагнитные образования и зоны локальных магнитных аномалий.

По мнению исследователей прошлых лет (Э. Э. Фотиади, А. А. Борисов и др.), сопоставление аномалий Δg_a и $(\Delta T)_a$ показывает, что их поведение тесно связано. Действительно, линейные аномальные зоны Δg_a часто сопровождаются полосами и цепочками магнитных аномалий. Нередко отдельные обособленные структуры со специфической метаморфической переработкой, выделяемые гравиразведкой, получили также свое четкое отражение в магнитном поле (Кейвская структура Кольского п-ова, блоки гранулитов, тектонические линейные зоны типа Кандалакшской, Солигаличской и др.).

Факт несовпадения в ряде случаев магнитных и гравитационных аномалий на Русской платформе впервые был отмечен Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихиной [1968] и связывался ими с одновременным проявлением платформенных движений региона.

Объяснение природы аномалий геофизических полей остается неоднозначным и с точки зрения времени формирования аномалеобразующих факторов – доплатформенного и платформенного этапов тектогенеза. Привлечение всех имеющихся геологических данных дает основание считать очевидным значимость обоих этапов, но ведущая роль отводится доплатформенному этапу, обуславливающему главные особенности аномальных полей консолидированной коры.

Блоковая делимость рассматриваемого региона, отраженная в гравитационном поле (рис. 3), в целом подтверждается картой аномального магнитного поля (рис. 4).

Природа длинноволновых магнитных аномалий, измеренных с искусственного спутника Земли «Магсат» на высоте около 400 км, остается труднообъяснимой (рис. 5). Вероятно, эти аномалии являются отражением аномалий главного поля Земли или представляют собой сильно усредненный «размазанный» эффект аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$. Наибольшее затруднение вызывает объяснение природы отрицательных аномалий «Магсат» [Федорова, 1996].

Тем не менее, эта региональная геофизическая характеристика рассматриваемой территории в общих чертах подтверждает блоковую делимость Восточно-Европейского региона. Любопытно, что центры аномалий «Магсат» пересекаются глубинными разломами, выявленными по гравитационным и магнитным аномалиям.

Последнее десятилетие – важный этап развития глубинного сейсмического метода геофизики. Отличительной чертой стал многоволновой характер исследований, увеличились детальность и глубинность исследований. Также достигнут существенный прогресс в интерпретации сейсмических данных, на новой основе пересмотрены ранее полученные материалы. Наиболее полно изучена верхняя часть литосферы – земная кора и верхняя мантия.

Сейсмические методы дают представление о расчленении земной коры по упругим свойствам в вертикальном и латеральном направлениях. Наряду с геологическими (структурно-вещественными) границами, сейсморазведкой отчетливо

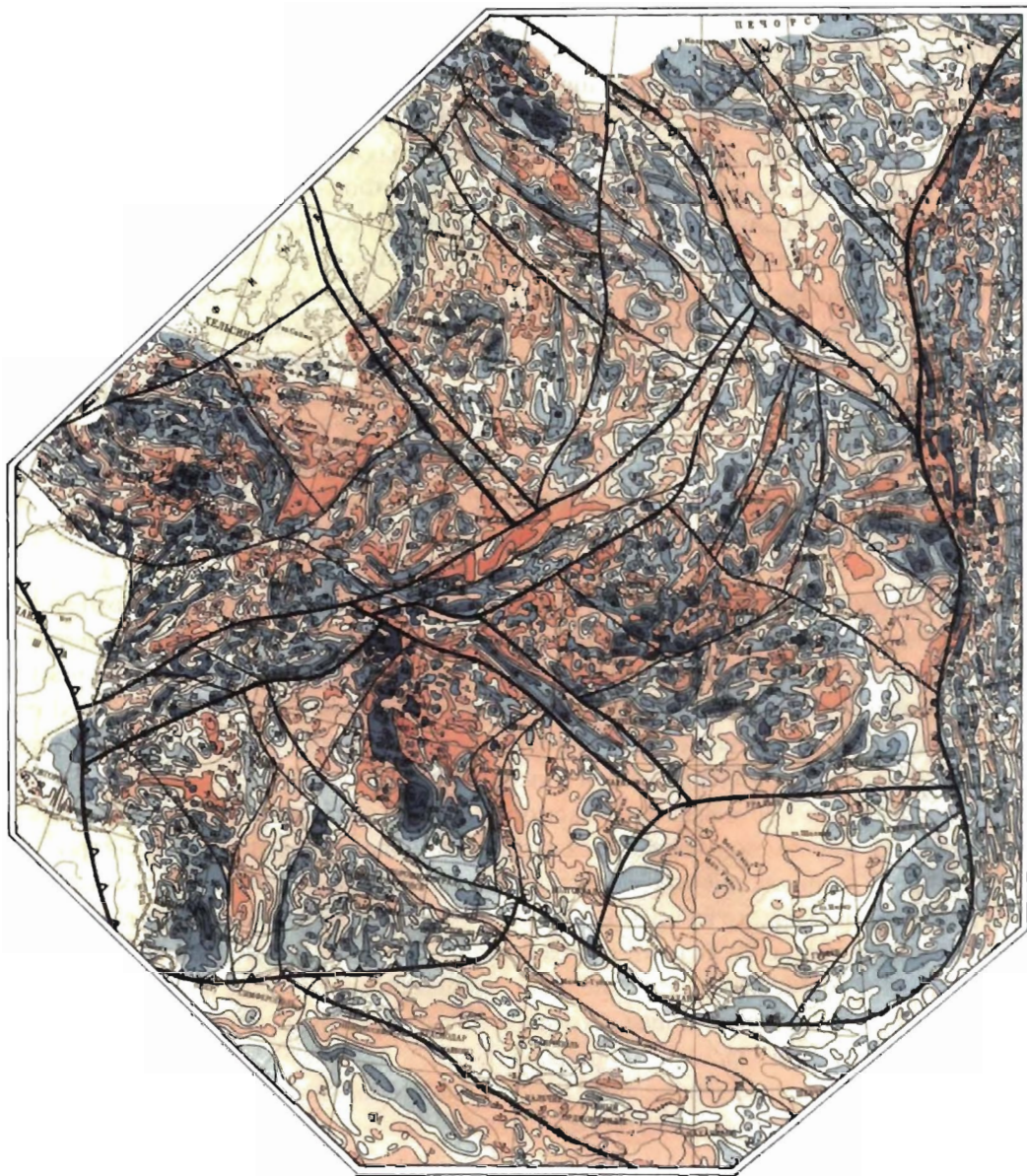


Рис. 4. Отражение блоковой делимости Восточной Европы в аномальном магнитном поле (ΔT) (по карте под ред. З. А. Макаровой, 1975; сост. Б. В. Петров)

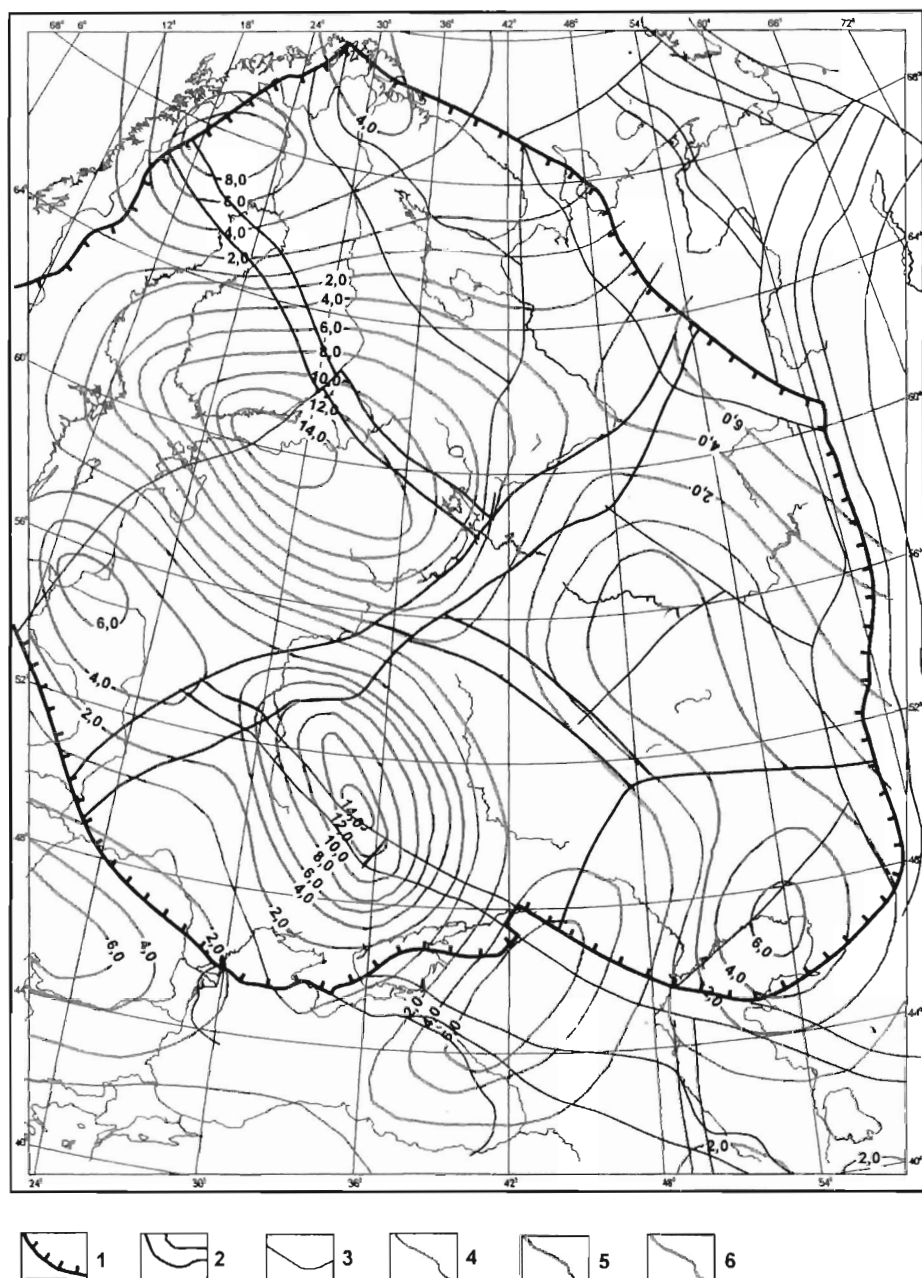


Рис. 5. Аномальное магнитное поле спутника «Магсат»

1 – граница ВЕП; 2 – межмегаблоковые зоны; 3 – разломы I порядка; 4 – нулевая изолиния; 5 – изолинии положительного поля; 6 – изолинии отрицательного поля

прослеживаются границы современного геодинамического состояния среды, выражающегося в степени расслоенности, нарушенности, изменения вязкости и пр.

Таким образом, сейсморазведка подчеркивает элементы субгоризонтальной расслоенности земной коры различной протяженности, прерываемые зонами тектонических нарушений, отвечающих, как правило, границам блоков земной коры разных порядков. Наиболее резкими являются две границы раздела – поверхность кристаллического фундамента и подошва земной коры (поверхность Мохоровичича), имеющие планетарное распространение. На этих границах происходит резкий скачок геофизических свойств. Обобщение материалов по сейсмометрии ВЕП показывает, что скорости прохождения продольных сейсмических волн постепенно, но неравномерно, а иногда и скачкообразно нарастают с глубиной примерно от 5,8–6,0 км/с – на поверхности кристаллического фундамента, до 8,0–8,4 км/с – на поверхности М. При этом скоростная характеристика в верхней части кристаллической коры наиболее дифференцирована. Иногда отмечаются зоны инверсии скоростей, прослеживаемые, как правило, фрагментарно.

Современные геофизические данные позволяют считать, что наиболее адекватна действительности градиентно-слоистая модель земной коры. Однако до настоящего времени нет однозначного мнения по этой проблеме. Например, некоторые исследователи предпочитают до сих пор двухслойную модель земной коры с усредненными пластовыми скоростями: $\leq 6,5$ –6,4 км/с – в верхнем слое кристаллической коры и $\geq 6,4$ –6,5 км/с – в нижнем слое. Разделяет слои граница Конрада.

Н. И. Павленкова, В. В. Белоусов, В. Б. Соллогуб [Литосфера ..., 1993б] предлагают трехслойную модель, где верхний слой имеет усредненную пластовую скорость 6,0–6,4, промежуточный – 6,5–6,7, нижний – 6,8–7,4 км/с.

Ю. К. Щукин [Основные проблемы..., 1986] использует трехслойную модель со скоростными уровнями сверху вниз: 6,3 км/с и менее – для верхнего, 6,4–6,6 км/с – для промежуточного, 6,6–7,4 км/с – для нижнего слоя. Изучение особенностей строения консолидированной коры континентов с позиций трехслойной модели позволяет более детально исследовать распределение ее неоднородностей по вертикали и латерали. Наиболее оптимальной представляется трехслойная модель земной коры с тремя скоростными уровнями: 5,8–6,4 км/с – верхняя кора («гранито-гнейсовый» слой); 6,4–6,7 км/с – средняя кора (промежуточный «гранулитовый» слой) и 6,7–7,4 км/с – нижняя кора («базальтовый» слой).

Практически возможным представляется также деление верхней коры на два подслоя: до $V_p = 5,8$ –6,1 км/с – преобладающая калиевая и с $V_p \geq 6,1$ –6,3 км/с – преобладающая натриевая верхняя кора [Петров, Супруненко, 1994]. Иногда на границе кора–мантия происходят аномальные процессы, приводящие к переходу вещества коры и мантии друг в друга, возможно, в зависимости от конструктивного или деструктивного хода развития литосферы [Литосфера..., 1993б]. Отсюда возникает понятие «коро-мантийная» смесь, которая может присутствовать в низах нижней коры над поверхностью Мохо и представляет собой слои высокоскоростных образований. Эти слои характеризуются сейсмическими скоростями более 7,2 км/с. Мощность этих слоев 3–5 км и более.

Высокоскоростные слои сосредоточены обычно в районах деструктивного тектонического режима (Припятско-Доно-Мангышлакский линеймент, Урал, зона Торнквиста–Тессейре и т.д.), где они образуют протяженные зоны. Иногда высокоскоростные участки встречаются в локальных изометрических областях. В то же время в пределах большинства изученных территорий высокоскоростные слои отсутствуют. Довольно часто в сейсмическом разрезе земной коры отмечаются зоны инверсии – волноводы, которые развиты главным образом на глубинах 10–20 км. В этом интервале сосредоточены очаги землетрясений (гипоцентры), что свидетельствует о тектоническом происхождении здесь волноводов и всего энергоемкого слоя.

Несмотря на то что слоисто-блоковое строение земной коры является установленным фактом и трехслойная модель признается большинством исследователей, в разрезах ряда конкретных территорий граница между верхней и средней корой (граница Конрада) не прослеживается и поэтому не устанавливается наличия средней коры, т. е. происходит контрастное изменение сейсмических скоростей от присущих верхней коре до скоростей нижней коры. На некоторых территориях по сейсмическим параметрам на поверхность фундамента сразу выходит средняя кора.

В обобщающих работах авторского коллектива ВНИИГеофизики [Атлас карт глубинного..., 1989] для Русской платформы отмечено, что верхняя мантия до глубины ~ 100 км характеризуется, по сравнению с Балтийским щитом, в среднем более высокими значениями скоростей.

Для перехода к суждению о вещественном составе макрослоев земной коры, а следовательно, и о плотностных неоднородностях земной коры как по вертикали, так и по латерали, величины усредненных пластовых скоростей сейсмических продольных волн переводятся в значения плотностей. Для этого использовалось уравнение регрессии С. С. Красовского: $\sigma = 0,32 V_p + 0,73$ [Литосфера..., 1993б], где σ – плотность кристаллических пород земной коры в г/см³, V_p – скорость распространения продольных волн в км/с.

Тогда типовой разрез кристаллической земной коры по макрослоям имеет три плотностных уровня: $2,60 \text{ г/см}^3 \leq \sigma < 2,76 \text{ г/см}^3$ – верхняя кора; $2,76 \text{ г/см}^3 < \sigma < 2,9 \text{ г/см}^3$ – средняя кора; $\sigma \geq 2,9 \text{ г/см}^3$ – нижняя кора; $\sigma \geq 3,1 \text{ г/см}^3$ – высокоскоростные слои в основании нижней коры.

По ряду сейсмических профилей нами и другими исследователями проводилось сейсмоплотностное моделирование, т. е. производилась корректировка сейсмических разрезов путем решения прямых и обратных задач гравиметрии.

Для расчетов средних плотностей земной коры использовались колонки, представляющие собой глубинные плотностные разрезы в конкретных точках сеймопрофиля. Составленная схема средних плотностей [Петров, Супруненко, 1994] характеризует латеральную изменчивость этой глубинной характеристики в регионе.

Средняя плотность изменяется в широких пределах – от 2,76 до 3,0 г/см³. Максимальные значения приурочены к тектонической зоне, соответствующей Припятско-Доно-Мангышлакской зоне и Прикаспийской впадине. Четкой корреляционной зависимости при сопоставлении схем средней плотности и блоковой делимости не устанавливается. Однако в ряде случаев наблюдаются совпадения линейментов на

блоковой схеме с зонами градиентов схемы средней плотности, а также приуроченность аномалий повышенных и пониженных значений плотностей к конкретным мегаблокам либо к сегментам региона.

В целом наиболее плотная кристаллическая земная кора приурочена к юго-восточной части территории, наименее плотная – к северо-восточной, а также к южной части (Украинский щит, Скифская плита и Северный Кавказ).

На рис. 6, 7 представлены схемы рельефа консолидированной земной коры и ее основность для всей рассматриваемой территории. Из анализа этой схемы в целом устанавливается общее сокращение мощности земной коры в северном и в северо-восточном направлениях к Баренцевоморской впадине и складчатой системе Полярного Урала–Пай-Хоя и увеличение мощности в западном и северо-западном направлениях, к Фенноскандии. Морфология поверхности Мохо в самых общих чертах повторяет очертания тектонических структур.

По поведению границы поверхности М возможно в первом приближении сделать вывод об изостатической скомпенсированности региона в целом. Рассмотренная схема рельефа поверхности Мохо свидетельствует о значительных колебаниях мощности земной коры от 30 до 60 км.

Минимальная мощность консолидированной коры (10–15 км) установлена в Прикаспийском мегаблоке, а максимальная (до 60 км) – в Скандинавско-Белорусском мегаблоке. В Украинском блоке консолидированная кора резко дифференцирована (от 35 до 60 км). За исключением некоторых участков, характерно обратное соотношение структурных форм, образованных кровлей и подошвой кристаллической земной коры.

При сопоставлении схемы изопакит с картой блоковой делимости наблюдается удовлетворительная корреляция линеаментов последней с зонами градиентов и резкой смены рисунка поля изопакит. Это может свидетельствовать о тектонической нарушенности поверхности мантии и кристаллического фундамента.

Тепловой поток Земли характеризует особенности ее геотермического режима и вносит определенный вклад в изучение ее глубинного строения. Даже в европейской части изученность теплового потока остается неравномерной и недостаточной. Тем не менее очевидна значительная изменчивость теплового потока в пределах изучаемой территории от первых десятков до 100 мВт/м² и более (рис. 8).

Для древней ВЕП в целом характерен низкий тепловой поток величиной 20–40 мВт/м²; который возрастает в ее северо-западной части в области проявления свекофенских метаморфических процессов до 50–60 мВт/м². Молодые плиты, а также Западно-Сибирская эпигерцинская платформа обладают более высоким тепловым потоком (40–60 мВт/м²). Формирование складчатых поясов каледонского, герцинского и альпийского возраста и связанные с ними процессы тектоно-магматической активизации приводят к заметному возрастанию уровня и дифференцированности теплового потока, причем чем моложе процесс, тем интенсивнее тепловой поток. Несколько повышенным потоком (40–60 мВт/м²) характеризуется Прикаспийский мегаблок и особенно обрамляющая его с северо-запада зона Приволжских дислокаций. В отличие от всех складчатых систем, Урал образует линейную зону уникально низкого теплового потока (менее 40 мВт/м²), причем Тагило-Магнитогорская зона

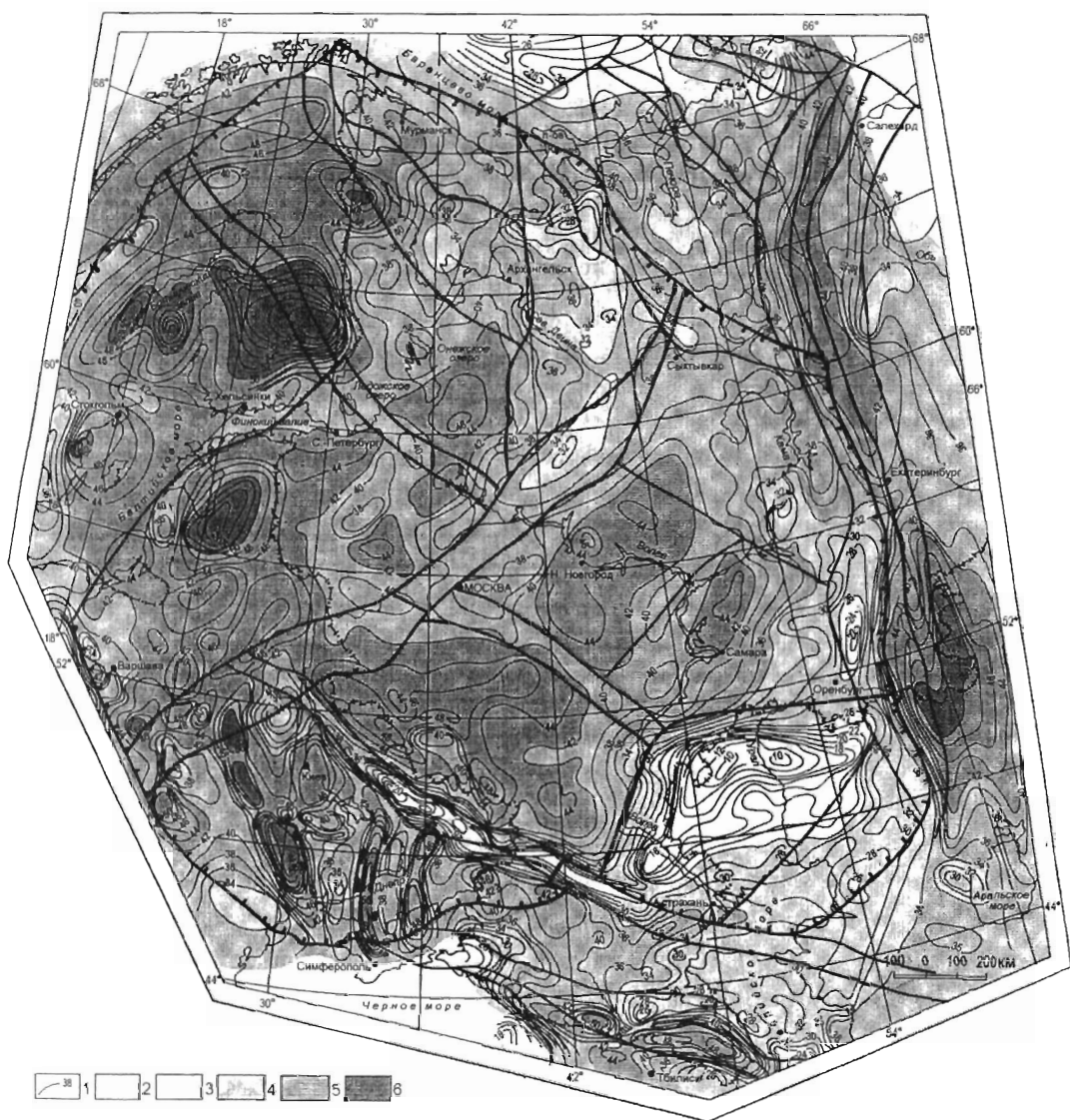
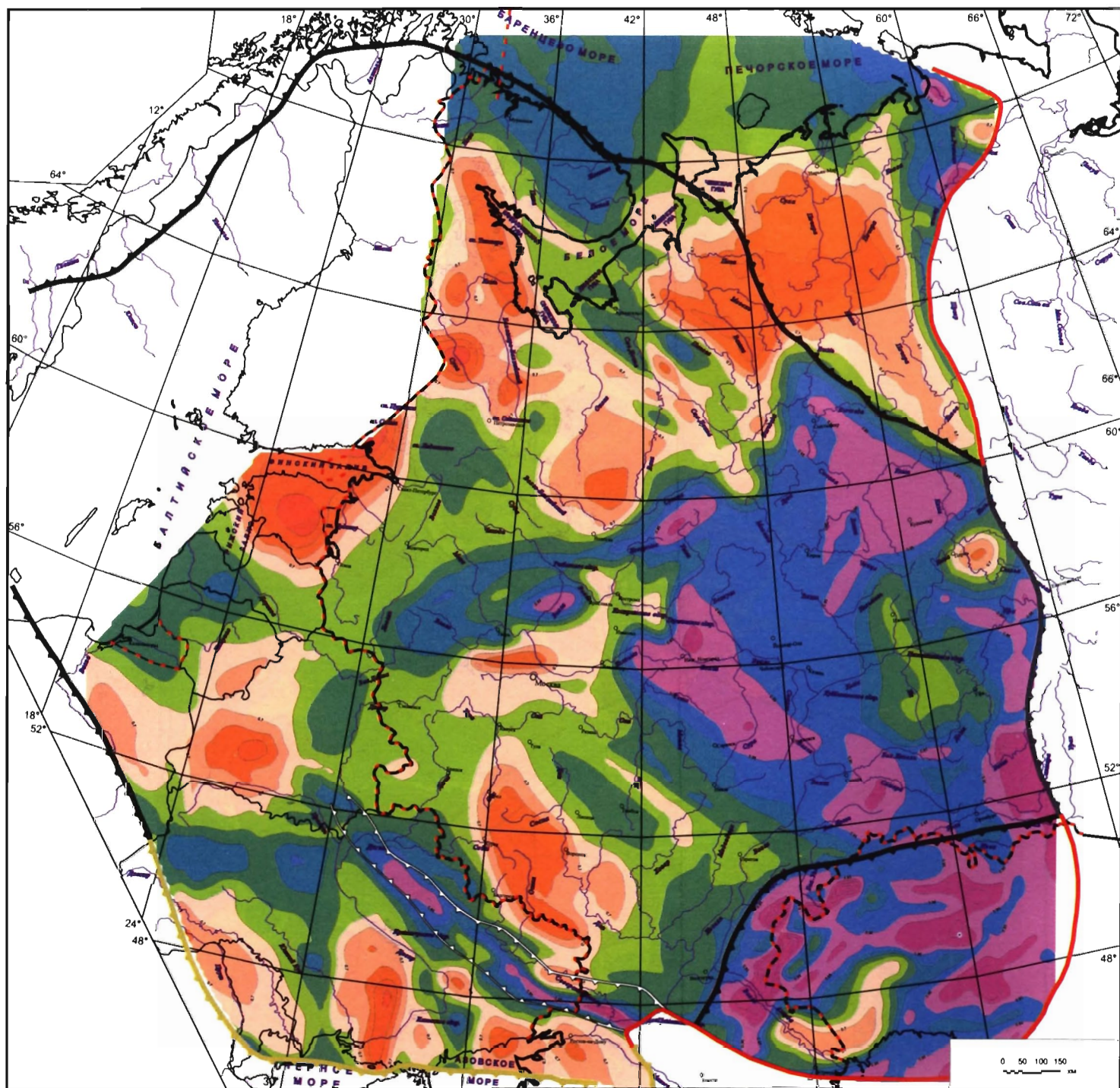


Рис. 6. Мощность консолидированной земной коры Восточной Европы

1 — изолинии мощности земной коры в км; 2 — мощность от 10 до 26; 3 — от 26 до 34; 4 — от 34 до 42; 5 — от 42 до 50; 6 — более 50 км



Коэффициент основности
(β)

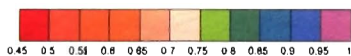


Рис. 7. Схема основности земной коры Восточно-Европейской платформы (сост. Е. Д. Мильштейн)

$\beta = \frac{H_1 + H_2}{H_{\text{кон}}}$, где β – коэффициент основности, H_2 – мощность средней коры, H_3 – мощность нижней коры, $H_{\text{кон}}$ – мощность консолидированной коры

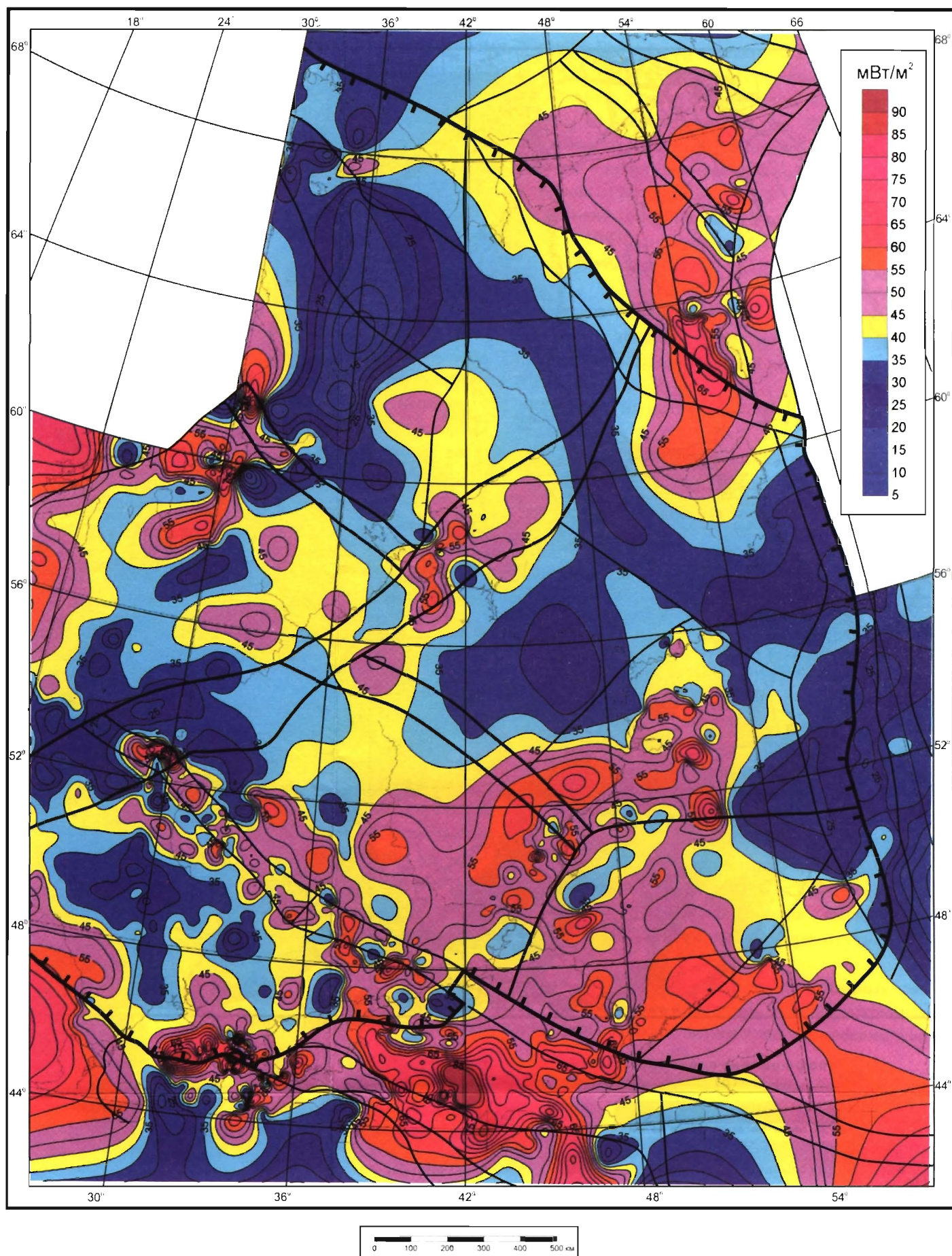


Рис. 8. Тепловой поток на территории Европейской России (сост. Е. Д. Мильштейн)

характеризуется тепловым потоком менее 30 мВт/м^2 ($18\text{--}30$). В пределах ВЕП выделяется область повышенных тепловых потоков (до $50\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$), связанных с рифейскими авлакогенами, а также Балтийская синеклиза с тепловым потоком $65 \pm 8 \text{ мВт/м}^2$. Природа последней аномалии неясна. Геологические данные свидетельствуют о ее поверхностной природе в связи с разогревом осадочного чехла за счет повышенного тепловыделения из ураноносных осадков. Это предположение подтвердило бурение глубокой скважины в районе Ленинградской аномалии, которая, пройдя осадочный чехол, вошла в кристаллический фундамент с нормальным для Балтийского щита низким тепловым потоком.

Обзор данных по тепловым потокам Центральной и Восточной Европы, проведенный Р. И. Кутасом [Литосфера..., 1993б], позволяет наметить некоторые закономерности в их распределении и отметить важнейшие факторы, регулирующие тепловой режим литосферы:

- распределение тепловых потоков в областях дорифейской и более поздней консолидации неодинаково. Во-первых, тепловое поле относительно стабильно и низко, во вторых, поле резко дифференцировано. Тепловой поток зависит от возраста последних тектонотермальных событий;
- распределение тепловых потоков и их интенсивность зависят от геологической обстановки и характера тектонических процессов;
- распределение тепловых потоков зависит от строения и состава литосферы;
- большую роль в формировании теплового режима литосферы играют различные нестационарные процессы, изменяющие условия теплопереноса и распределения источников тепла – осадконакопление, эрозия, изменение климата, динамика подземных вод и др.

Фактические данные о тепловыделении, выявленные закономерности, связывающие плотность теплового потока с уровнем радиогенного тепловыделения, петрологическая и геолого-геофизическая информация о составе земной коры в комплексе позволяют создавать модели распределения радиогенных источников тепла в земной коре. Однако все эти модели не дают однозначного решения и у разных исследователей не совпадают. Особенно это относится к моделированию древних структур, так как современный тепловой поток коренным образом отличается от палеопотоков, существовавших в докембрии.

Геотермический метод определения мощности литосферы основывается на предположении, что верхняя мантия содержит некоторую долю основных пород, и астеносфера представляет собой слой, в котором происходит частичное плавление. Выказанные выше ограничения свидетельствуют о низкой точности определения мощности литосферы, хотя в сочетании с сейсмологическими и электромагнитными данными можно оценить ее современную мощность для ВЕП в $200\text{--}250 \text{ км}$, для молодых плит с рифейским основанием в $80\text{--}150 \text{ км}$, а для районов с высоким тепловым потоком ($80\text{--}100 \text{ мВт/м}^2$) в $40\text{--}70 \text{ км}$. Под Уралом астеносфера отсутствует [Литосфера..., 1993б].

На рассматриваемой территории наблюдается сочетание разнотипных, разного масштаба и разновозрастных тектонических элементов. Наиболее крупная из них – Восточно-Европейская платформа с эпикарельским кристаллическим фунда-

ментом. Северо-восточная граница ВЕП представлена краевым надвигом Тимано-Канино-Варангерского рифейского складчатого пояса. За северо-западную границу ВЕП обычно принимается фронт каледонского надвига, но по геофизическим и геологическим данным под каледонидами прослеживается более древняя субмеридиональная глубинная граница, протянувшаяся от грабена Осло до Лофотенских островов. С юго-запада платформа ограничена зоной Торнквиста–Тессейре, краевым надвигом альпийской системы Карпат и Горного Крыма. На юге граница ВЕП проходит по краю Ростовского выступа, вала Карпинского и южному ограничению Прикаспийской впадины. Восточная граница ВЕП совпадает с главным Уральским надвигом. Таким образом, глубинные геофизические границы Восточно-Европейской платформы, вдоль которых наблюдается резкая смена строения консолидированной земной коры, в ряде случаев существенно отличается от геологических границ. Поскольку в зонах перикратонных опусканий и предгорных прогибов сколько-нибудь заметной перестройки консолидированной коры не происходит, они включены в состав древней платформы (Предтиманский, Предуральский, Предкарпатский прогибы).

ВЕП рассматривается нами как единый геоблок, который делится на пять мегаблоков – Скандинавско-Белорусский, Лапландско-Мезенский, Волго-Уральский, Воронежско-Украинский и Прикаспийский (рис. 9). По размеру мегаблоки соответствуют геоблокам, в понимании Л. И. Красного [1984]. Мегаблоки в свою очередь делятся на крупные блоки I порядка и более мелкие. Мегаблоки отделяются друг от друга протяженными (сотни км) зонами (поясами) шириной 50–150 км со специфическим линейным характером инфраструктуры геофизических полей, названных нами межмегаблоковыми зонами – Балтийско-Рыбинской, Московско-Мезенской, Волыно-Подольской, Рязано-Саратовской. Как границы платформы в целом, так и границы мегаблоков и сегментов имеют глубинный характер, что подчеркивается градиентом изопахит мощности консолидированной коры. Они проникают глубоко в мантию и по большинству из них происходит смещение границы М.

По периферии ВЕП располагаются молодые платформы: Баренцевоморская, Тимано-Печорская, Скифско-Туранская с разновозрастным и разнотипным кристаллическим фундаментом, в состав которого, кроме раннедокембрийских комплексов, входят складчатые зонально метаморфизованные рифейды, являющиеся ранним (байкальским) ограничением ВЕП, и палеозоиды.

Тимано-Печорский мегаблок состоит из двух блоков, характеризующихся различным глубинным строением – Средне-Тиманского и Хорейверского (блок Карпинского), разделенных Колвинской межблоковой зоной (рис. 9). Средне-Тиманский блок обладает легкой литофильной корой с гранито-гнейсовым слоем, мощность которого достигает 20–25 км при толщине консолидированной коры 38–42 км. Средняя кора редуцирована, порой полностью, мощность нижней коры составляет 6–10 км. В состав верхней коры входят метаморфизованные рифейские породы со скоростями $V_p < 6$ км/с, что отличает их от гранито-гнейсового слоя древней платформы, для которого $V_p = 6,0–6,4$ км/с. Мощность метаморфического комплекса 8–12 км.

Хорейверский блок имеет принципиально иной тип консолидированной коры. Это фемический блок, где верхняя кора имеет мощность 2–6, средняя кора – 20–25,

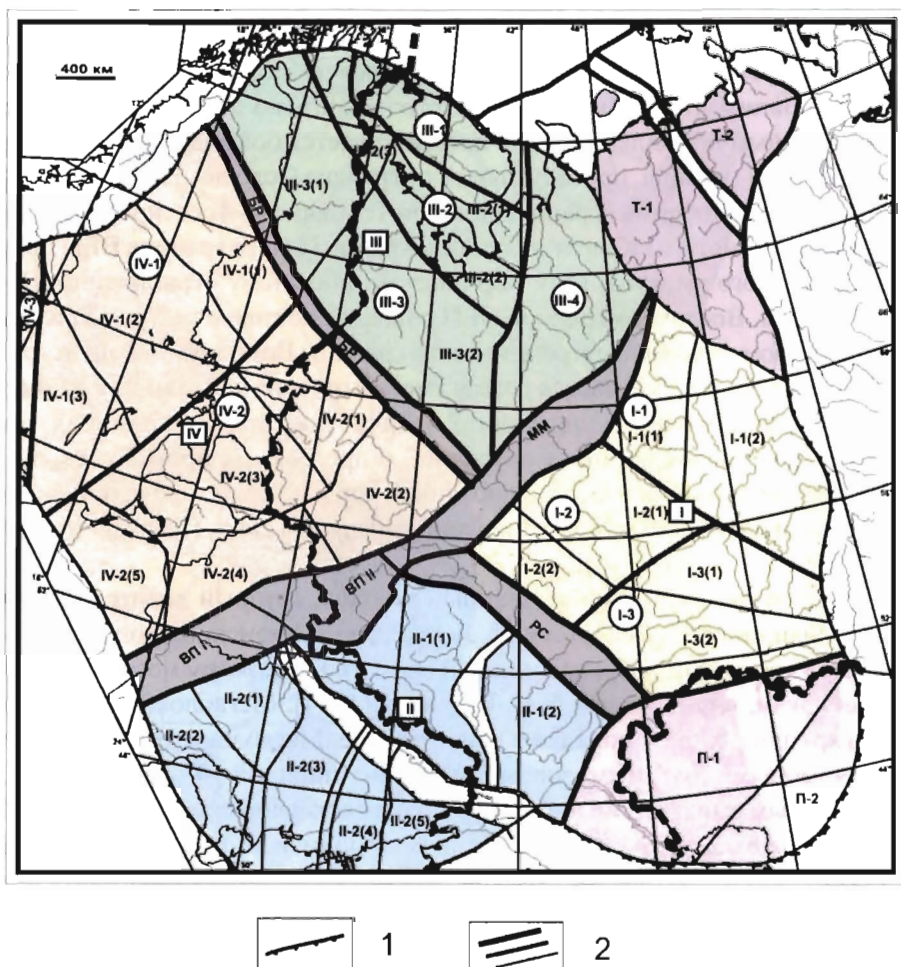


Рис. 9. Схема блоковой делимости ВЕП (сост. Б. В. Петров)

1 – граница Восточно-Европейской платформы; 2 – границы блоков разного порядка. Межблоковые пояса: БР – Балтийско-Рыбинский, РС – Рязано-Саратовский, ВП – Волыно-Подольский, ММ – Московско-Мезенский

нижняя – около 10 км. Подобное строение типично для докарельской коры Волго-Уральского мегаблока, что позволяет относить глыбу Карпинского к блокам с древней корой. Подобный фемический фундамент, вероятно, обнажается в срединных массивах Полярного Урала.

Колвинская межблоковая зона по типу сейсмической расслоенности близка к Средне-Тиманскому блоку. В ней происходит «перемешивание» слоев верхней и средней коры, но отсутствие подъема границы М и мощный гранито-гнейсовый слой (20–24 км) не позволяют относить эту зону к рифтогенным структурам.

Скифская эпигерцинская плита плохо изучена глубинными сейсмическими методами (ГСЗ), хотя верхняя часть ее достаточно полно охарактеризована малоглу-

Мегаблоки	Блоки I порядка	Блоки II порядка
I - Волго-Уральский	I-1 - Верхнекамский	I-1(1) - Вятский I-1(2) - Пермский
	I-2 - Средневожжский	I-2(1) - Ветлужский I-2(2) - Токмовский
	I-3 - Татарский	I-3(1) - Нижне-Камский I-3(2) - Самарский
II - Воронежско-Украинский	II-1 - Воронежский	II-1(1) - Курский II-1(2) - Хоперский
	II-2 - Украинский	II-2(1) - Житомирский
		II-2(2) - Днестровский
		II-2(3) - Ингуло-Ингулецкий
		II-2(4) - Приднепровский
		II-2(5) - Приазовский
III - Лапландско-Мезенский	III-1 - Кольский	
	III-2 - Беломорский	III-2(1) - Кольско-Беломорский III-2(2) - Карело-Беломорский
	III-3 - Лапландско-Карельский	III-2(3) - Енисейский
		III-3(1) - Лапландский
	III-4 - Мезенский	III-3(2) - Карельский
IV - Скандинавско-Белорусский	IV-1 - Свекофеннский	IV-1(1) - Шеллефтео
		IV-1(2) - Центрально-Шведский
		IV-1(3) - Стокгольмский
	IV-2 - Белорусско-Прибалтийский	IV-2(1) - Новгородский
		IV-2(2) - Тверской
		IV-2(3) - Рижский
		IV-2(4) - Смоленский
		IV-2(5) - Польский
П - Прикаспийский	П-1 - Астраханский	
	П-2 - Актюбинский	
Т - Тимано-Печорский	Т-1 - Средне-Тиманский	
	Т-2 - Блок Карпинского	

бинной нефтяной сейсмикой. В целом Скифская плита имеет трехчленное строение: чехол мощностью от 2 (на Ставропольском своде) до 9–14 км (в предгорных прогибах), промежуточный палеозойский складчатый фундамент – 5–10 км и допалеозойский фундамент 25–30 км. В целом консолидированная кора обладает пониженной по сравнению с ВЕП мощностью в 34–39 км и литофильным типом, поскольку «гранито-гнейсовый» мегаслой составляет половину ее мощности (20–22 км), нижняя часть консолидированной коры сложена «базальтовым» слоем, а средняя кора полностью редуцирована. По своему строению и мощности консолидированная кора Скифской плиты напоминает кору Средне-Тиманского блока Тимано-Печорской платформы.

Профиль ГСЗ Краснодар–Эмба пересекает вал Карпинского, природа которого до сих пор не известна. Подошва палеозойского складчатого слоя находится на глубине около 15 км (возможно, 20 км). Консолидированная кора имеет мощность 22–27 км. Граница М горизонтальна, верхняя кора толщиной до 5 км иногда полностью редуцирована. Средняя кора в южном борту составляет всего 3–6, а в северном увеличивается до 20 км, нижняя кора, наоборот, имеет по южному борту мощность 17, а по северному 13 км.

Таким образом, в вале Карпинского развита деструктивная фемическая кора сокращенной мощности. Если рассматривать в целом Припятско-Доно-Мангышлакскую палеорифтовую структуру, то ее строение закономерно меняется с СЗ на ЮВ (табл. 1).

**ПАРАМЕТРЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПРИПЯТСКО-ДОНО-МАНГЫШЛАКСКОЙ СТРУКТУРЫ**

Параметры земной коры, км	Сегменты Припятско-Дона-Мангышлакской структуры			
	Припятский	Днепров-Донецкий	Донбасский	Карпинского
Мощность осадочного слоя	До 5	6–12	15–20	20
Мощность верхней коры	7	5	0	0
Мощность средней коры	7	7	5	5–15
Мощность нижней коры	23	20	20	17–13
Суммарная мощность консолидированной коры	35	30–25	25	22
Наличие коро-мантийного слоя	Нет	+	+	Нет

Параметры относятся к осевой части всех структур. Любопытна конфигурация поверхности Мохоровичича. В Припятском сегменте она слабо приподнята, в Днепров-Донецком отмечается четкий подъем на 6–10 км, в Донбассе валообразно приподнята на бортах и опущена на 2–3 км в центре, на валу Карпинского практически горизонтальна.

Особым характером глубинного строения отличаются две молодые складчатые системы – Уральская и Крымско-Северокавказская, для которых типична яркая линейная инфраструктура геофизических полей.

Уральский складчатый пояс по своим геофизическим характеристикам и типу консолидированной земной коры (в которую здесь включен «вулканогенно-осадочный» слой) существенно отличается от других складчатых поясов:

1. В поле Δg_a он выделяется протяженным линейным максимумом со средней интенсивностью 30–50 мГал, совпадающим в плане с Тагило-Магнитогорской мегазоной, в то время как Восточно-Уральская мегазона имеет знакопеременное линейное поле Δg_a (–10+20 мГал).

2. Как Урал в целом, так и Тагило-Магнитогорская зона в особенности характеризуются низким и аномально низким слабодифференцированным тепловым потоком.

3. В отличие от примыкающих к Уралу платформенных областей, имеющих четкую горизонтальную сейсмическую расслоенность, для Уральской складчатой системы типична деструктивная кора с хаотично расположенными неустойчивыми сейсмическими площадками, которая не может моделироваться вертикальными сейсмическими колонками. Поперечные блоки Урала имеют разные сейсмические характеристики.

4. Нередко отсутствует четкий переход от коры к мантии со скачком продольных скоростей на поверхности М, поэтому граница мантии под Уралом определяется неуверенно и, по данным различных авторов, отличается более чем на 10 км.

5. Сейсмические данные показывают, что Урал в поперечном разрезе имеет форму асимметричного, сужающегося книзу клина с корытообразным погружением поверхности М. Скорость продольных волн (V_p) на границе М, составляющая на прилегающих платформах 8,3–8,4 км/с, уменьшается под Уралом до 7,9–8,0 км/с, скорости 8,3–8,5 км/с фиксируются лишь на глубинах 60–65 км. Некоторые исследователи именно здесь проводят границу М.

6. Обобщенный глубинный разрез Урала состоит из вулканогенно-осадочного слоя мощностью до 10 км, сокращенных «гранито-гнейсового» и (или) «гранулитового» слоев (в сумме 10–12 км), «базитового» слоя (25–30 км); нижняя часть последнего в Тагило-Магнитогорской мегазоне представлена «коро-мантийной смесью» мощностью от нескольких до 10–15 км. Ниже границы М со скоростью 7,9–8,0 км/с располагается слой истощенной низкоскоростной верхней мантии мощностью до 10–15 км.

7. Наблюдается прямая корреляция между количеством мантийных основных–ультраосновных интрузий в верхней коре и на современном эрозионном срезе и глубиной залегания поверхности М.

Все эти уникальные особенности Урала, ограничивающего ВЕП с востока, свидетельствуют о специфичности его геодинамического режима.

Глубинная граница Большого Кавказа со Скифской плитой, по сравнению с геологической границей, заметно смещена в северном направлении, что свидетельствует о ее пологом характере и поддвиге складчатой системы Кавказа под плиту.

Северокавказский складчатый пояс имеет геофизические характеристики, достаточно типичные для молодых складчатых систем. Он обладает четкой поперечной делимостью, распадаясь на три резко отличающиеся друг от друга части. Восточная часть Большого Кавказа характеризуется мощной (до 50 км) консолидированной контрастной корой без промежуточного слоя, отрицательными полями Δg_a (–50–100 мГл) и $(\Delta T)_a$, дифференцированным (40–80 мВт/м²) тепловым потоком, отсутствием выходов кристаллического фундамента. Центральный Кавказ при мощности до 50 км и типе консолидированной коры, сходным с его восточной частью, отличается от последнего более низкими значениями поля Δg_a (0–80 мГал), более высоким тепловым потоком (60–80 мВт/м²) и положительным полем $(\Delta T)_a$ (100–300 нТл), совпадающим с выходами метаморфических и магматических пород Центрально-Кавказского срединного массива.

Западный Кавказ характеризуется относительно тонкой корой неустановленного типа (25–40 км), линейным положительным полем Δg_a (+40–80 мГл), тепловым потоком 45–55 мВт/м², отрицательным магнитным полем. Глубинный разлом, отделяющий Кавказ от Скифской плиты, трассируется на всем протяжении цепочкой положительных магнитных аномалий. Консолидированная земная кора Горного Крыма имеет значительную мощность (около 50 км) и относится к контрастному типу. Вероятно, уменьшение мощности коры на Западном Кавказе обусловлено ее преобразованием при формировании впадины Черного моря с океаноидной тонкой корой. Поперечная тектоническая делимость Большого Кавказа наследует тектоническую делимость Скифской плиты.

В основу итоговой карты глубинного строения положены гравитационные и магнитные поля, дающие основные элементы блоковой делимости территории, а также сейсмические материалы, определяющие мощность коры и соотношения в консолидированной коре трех отмеченных выше мегаслоев, а также «коро-мантийного» слоя. Выделены два основных типа земной коры: континентальный и переходный (океаноидный), которые в свою очередь делятся на несколько подтипов. Океаноидный тип земной коры отличается малой мощностью (10–20 км), отсутствием низкоскоростной верхней коры, одно- или двухслойным строением. Он характерен для наиболее глубоких впадин с мощностью осадочного чехла свыше 15 км (Прикаспийская, Черноморская, Южно-Каспийская, Баренцевоморская). Именно огромная мощность осадочного чехла отличает этот тип коры от океанической. Для подобных структур характерны «антикорни» по границе М и изометрическая в плане форма. От ядра впадин к периферии увеличивается мощность консолидированной коры с параллельным уменьшением мощности осадочного слоя и плавный переход в двух- трехслойную континентальную кору.

Континентальная кора на рассматриваемой территории наиболее распространена. Она чрезвычайно изменчива как по мощности (25–60 км), так и по составу. Для ВЕП наиболее характерна мощная (около 35–40 км) фемическая или салическо-фемическая двух- трехслойная кора с отсутствующим или редуцированным (< 10 км) «гранитно-гнейсовым» слоем или нормальная фемическо-салическая трехслойная кора с примерно одинаковой мощностью слагающих ее мегаслоев, составляющих в сумме 40–45 км. Более редкими подтипами являются наиболее мощная (45–60 км) консолидированная кора с толстым (> 20 км) и высокоскоростным нижним мегаслоем и салическая кора с редуцированным или отсутствующим «базитовым» мегаслоем. Этот подтип широко развит на молодых платформах Западной Европы. Реже всего на ВЕП представлена контрастная кора, которая для древних платформ является деструктивной. Особый тип коры представлен в области развития гранитов рапакиви. Под этими массивами наблюдается некоторый подъем поверхности М, а также земная кора на всю ее мощность характеризуется тонкой расслоенностью.

На молодых плитах и платформах наиболее распространена континентальная контрастная кора с несколько уменьшенной (по сравнению с ВЕП) мощностью (30–38 км). На Тимано-Печорской платформе и на севере Западно-Сибирской платформы встречается салическо-фемическая кора с редуцированным гранитно-гнейсовым слоем, аналогичная коре Волго-Уральского мегаблока.

При анализе карты глубинного строения выяснилось, что высокоскоростные слои в низах коры («коро-мантийная» смесь) присутствуют в трех различных ситуациях. Наиболее часто они отмечаются в молодых (постбайкальских) рифтогенных структурах (зона Торнквиста–Тессейре, Припятско-Дона-Мангышлакская структура) или складчатых поясах (Карпаты, Крым, Кавказ, Урал), образуя протяженные линейные зоны. Все эти структуры сложены корой «деструктивного» типа.

Второй тип высокоскоростных слоев отмечается в пределах ВЕП вдоль двух межмегаблоковых зон – Московско-Мезенской и Рязано-Саратовской. Эти слои мо-

гут целиком составлять нижнюю кору или залегать в ее основании. Средняя плотность коры в этом случае увеличивается до 2,88–2,93 г/см³. Геологические данные говорят о том, что обе межмегаблоковые зоны сложены высокобарическими гранулитами и представляют собой плоскости надвигов. Вероятно, здесь имеет место необратимый переход габбро-эклогитов в нижней части земной коры, что и отражается на ее скоростной характеристике.

Третий тип высокоскоростных слоев встречается в областях развития сверхмощной коры (более 48 км), когда высокоскоростные слои как бы «подлипают» к основанию ее наиболее прогнутой части. Они образуют оваловидные структуры в нижней коре и не фиксируются, кроме сейсмических, другими геофизическими и геологическими признаками. Вероятно, возникновение подобных структур обусловлено повышением плотности «базитового» слоя под мощной колонной кристаллической коры при увеличении давления до 14–15 кбар или взаимодействием коры и мантии в «горячих точках».

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Характер блоковой делимости фундамента ВЕП, установленный по глубинным геофизическим данным (рис. 9), в целом отражает распределение в нем вещественных комплексов раннего докембрия (рис. 10). Эта карта составлена с учетом новейших данных по геологии ВЕП с использованием гравимагнитных материалов, поэтому она отражает геологию лишь верхней части кристаллического фундамента, отличаясь по ряду деталей от карты блоковой делимости. Геологический материал, положенный в основу структурно-формационной карты фундамента, разнороден. Западная часть ВЕП с маломощным осадочным чехлом (до меридиана 42°) хорошо разбурена и изучена, поэтому для нее возможно составление карты, примерно отвечающей масштабу 1 : 2 500 000. Данных по восточной части ВЕП значительно меньше. Достаточно полно разбурена (в том числе глубокими скважинами, достигшими фундамента) территория центральной части Волго-Уральского мегаблока. Остальная его часть вскрыта лишь единичными скважинами. Практически отсутствуют прямые геологические данные по фундаменту Мезенского блока, поэтому для восточной части ВЕП карта является схематической и основана на интерполяции гравимагнитных полей от районов хорошо изученных щитов и антеклиз. Геологическое строение щитов на рис. 10 показано в обобщенном виде для удобства сопоставления с территорией плиты.

В изучении докембрийского фундамента ВЕП принимали участие многие крупные отечественные и зарубежные ученые и научные коллективы России, Украины, Белоруссии, скандинавских стран. Первые тектонические и геологические карты фундамента советской части ВЕП, основанные на интерпретации геолого-геофизических данных, были предложены А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, Э. Э. Фоти-ади, Р. А. Гафаровым, Л. А. Варданянцем, В. Н. Зандером, Н. В. Неволным,

К. О. Кратцем В. Е. Хаиным, Н. А. Богдановым и др. Достаточно полно главные черты геологического строения фундамента ВЕП изложены в обобщающих монографиях [Основные проблемы..., 1978; Геологическая карта..., 1986; Зеленокаменные пояса..., 1988; Докембрийская геология СССР, 1988].

Тем не менее приток нового материала, полученного за последние 20 лет, настолько значителен, что многие выводы, изложенные в перечисленных работах, требуют существенной корректировки. Пополнение базы геохронологических данных, повышение их точности и надежности привело к созданию новой хроностратиграфической шкалы докембрия России [Апатиты, 2002]. Привлечение новых изотопных определений по ВКМ, УЩ, Белоруссии, Фенноскандии с учетом блоковой делимости позволило составить более полную схему корреляции раннедокембрийских образований ВЕП (табл. 2) и нашло отражение в легенде структурно-формационной карты (рис. 10).

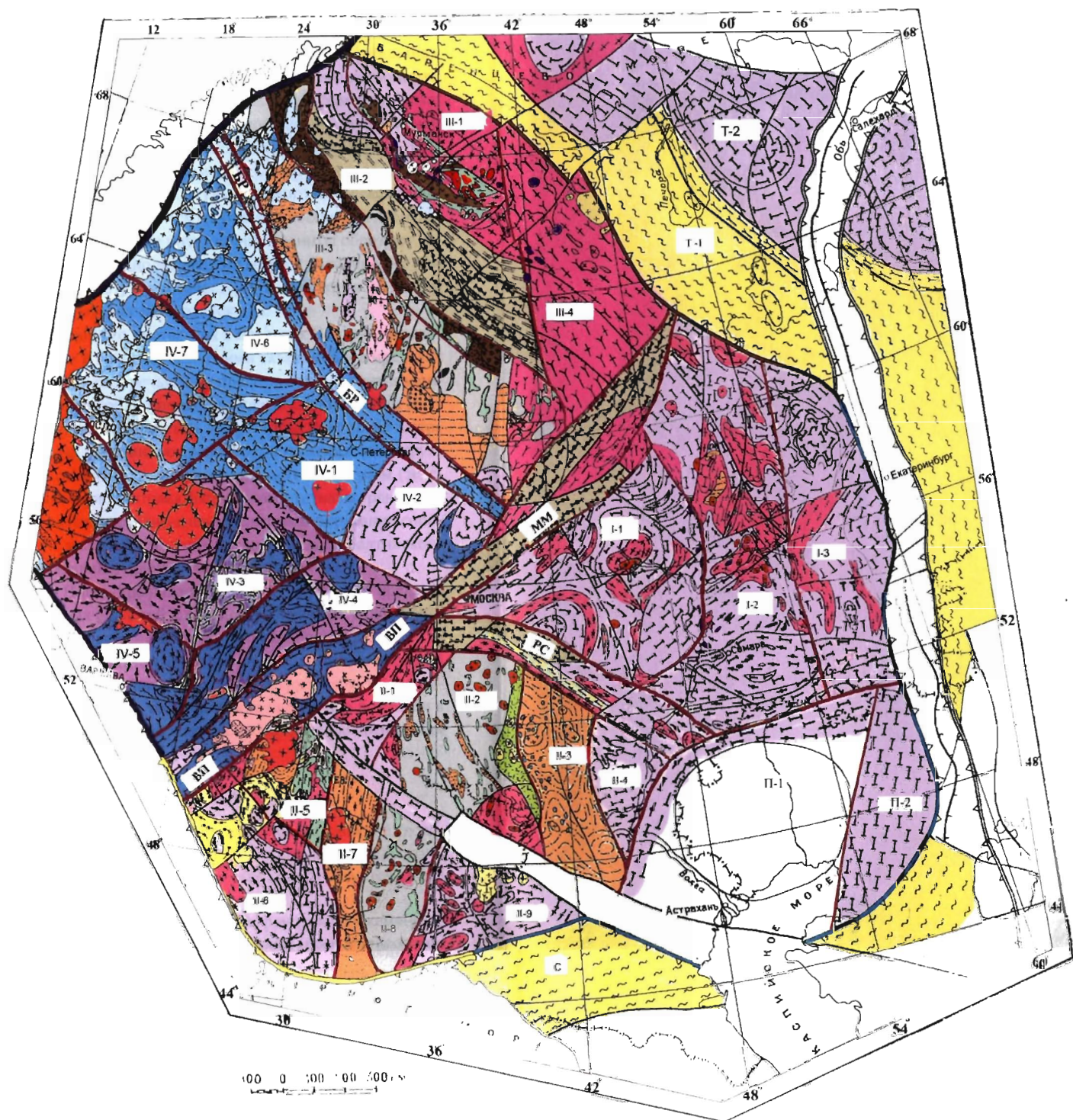
Формационный подход при составлении такой карты обусловлен стремлением увязать выделенные структурно-вещественные (формационные) комплексы с типами геотектонических обстановок и эволюцией их во времени и пространстве. Авторы понимают трудности формационного деления раннего докембрия, поскольку сходные породы могут быть существенно изменены наложенными метаморфо-метасоматическими процессами. Поэтому мы не делаем попытки реконструировать состав глубокометаморфизованных и интенсивно гранитизированных структурно-вещественных комплексов (СВК) (ряд регионально метаморфических формаций). Для них выделены петроформации, отражающие петрографический состав пород. Эти петроформации объединены в метаморфические или тоналит-трондьемит-гнейсовые комплексы (но не свиты и серии!) с названиями из региональных стратиграфических схем (табл. 2).

Для зонально-метаморфических СВК (до среднетемпературной амфиболитовой фации) исходный тип осадочно-вулканогенных формаций может быть легко установлен, так как региональный метаморфизм такой интенсивности не приводит к изменению химического состава пород [Петров. Макрыгина. 1975]. Формации в легенде объединены в типы формационных комплексов, сопоставленные с типами геоструктур. С раннего протерозоя появляются геоструктуры, несущие черты сходства с фанерозойскими аналогами. Для них в легенде использована приставка *прото*.

ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ МЕГАБЛОК

Этот мегаблок представляет собой крупнейшую на ВЕП гранулит-гнейсовую область и сложен архейскими высокометаморфизованными породами. В нем преобладают гранулиты, относящиеся к двупироксен-гнейсовой формации. При этом глиноземистые гранулиты развиты преимущественно в южной части мегаблока.

Достаточно широко в пределах мегаблока представлены эндербит-плагиогранитная и в меньшей степени чарнокит-мigmatит-гранитная формации (последняя преимущественно в пределах Средневожского блока). Для всего мегаблока типи-

[illegible]

- I** Волго-Уральский мегаблок
 I-1 Средневолжский блок
 I-2 Казимско-Самарский блок
 I-3 Камско-Уфимский блок

II Воронежско-Украинский мегаблок
 II-1 Брянский блок
 II-2 Курский блок
 II-3 Воронцовский блок
 II-4 Волгоградский блок
 II-5 Северо-Западный (Житомирский) блок
 II-6 Днестровско-Бугский блок
 II-7 Ингуло-Ингулецкий блок
 II-8 Среднеприднепровский блок
 II-9 Приазовский блок

III Лапландско-Мезенский мегаблок
 III-1 Кольский блок
 III-2 Беломорский блок
 III-3 Карельский блок
 III-4 Мезенский блок

IV Скандинавско-Белорусский мегаблок
 IV-1 Новгородский блок
 IV-2 Тверской блок
 IV-3 Рижский блок
 IV-4 Смоленский блок
 IV-5 Польский блок
 IV-6 Шеллефтео блок
 IV-7 Центрально-Шведский блок
 IV-8 Стокгольмский блок

T Тимано-Печорский блок
 T-1 Ижма-Печорский блок
 T-2 Хорейверский (Карпинского) блок

П Прикаспийский мегаблок
 П-1 Нижневолжский блок
 П-2 Актобинский блок

С Скифский блок

Границы ВЕП
 байкальская
 каледонская
 герцинская
 альпийская
 межмегаблоковые пояса

разломы
 — главные (межблоковые)
 — второстепенные (внутриблоковые)

БР - Балтийско-Рыбинский
ВП - Вольно-Подольский
ММ - Московско-Мезенский

Рис. 10. Структурно-формационная карта докембрийского фундамента (сост. Б. В. Петров)

чен площадной диафторез амфиболитовой фации. вероятно, позднеархейского возраста. Иногда он настолько интенсивен, что в породах исчезают все признаки более раннего гранулитового метаморфизма, и они преобразуются в амфибол-биотитовые плагиогнейсы. Подобные диафториты чаще всего приурочены к зонам разломов и особенно широко распространены в северной части Камско-Уфимского блока.

Среди интрузивных пород наиболее широко развиты породы плагиогранитной серии, от диоритов и кварцевых диоритов до преобладающих плагиогранитов. Размер отдельных массивов достигает 10–15 км в диаметре. Среди пород основного ряда преобладают габбро-нориты позднеархейского туймазинского комплекса с максимальным размером 10 × 18 км, реже встречаются габбро-амфиболиты и лабрадориты [Ситдилов, 1968]. Микроклинсодержащие интрузивные граниты образуют небольшие слабоперемещенные массивы. Радиологический возраст бакалинских гранитов (U-Pb метод, циркон, 2650 млн лет) свидетельствует о том, что в основном плагиомикроклиновые граниты являются позднеархейскими.

Супракрустальные комплексы раннего протерозоя в пределах Волго-Уральского мегаблока развиты незначительно и вскрыты немногими скважинами в пределах Татарского свода и Вятско-Камского междуречья. Они представлены биотит-хлоритовыми турмалинсодержащими порфиروبластическими плагиосланцами или микрогнейсами, в ряде случаев с гранатом, кордиеритом, фибролитом. Реже встречаются метабазалты и кварциты. В породах сохранились реликтовые псаммитовые структуры. От архейских гнейсов они отличаются более низким метаморфизмом (зеленосланцевая–низкотемпературная амфиболитовая фации) и отсутствием гранитизации. В целом протерозоицы относятся к песчано-алевропелитовой формации, сопоставимой по формационному типу с калевийской серией южного склона Балтийского щита и сохранившейся лишь в отдельных приразломных впадинах.

По тектоническому строению Волго-Уральский мегаблок – типичный представитель архейских гранулит-гнейсовых областей, слабопереработанных в раннепротерозойскую эпоху. Главным структурным элементом этого мегаблока являются гигантские (диаметром до 300–400 км) гранито-гнейсовые овалы, разбитые сложной системой разнопорядковых разломов. В краевых частях мегаблока структуры приобретают линейный характер. По-видимому, тектонические нарушения возникли в основном в позднем архее, так как они контролируют распределение магматических и диафторических формаций этой эпохи.

ЛАПЛАНДСКО-МЕЗЕНСКИЙ МЕГАБЛОК

Этот мегаблок, по сравнению с Волго-Уральским, имеет более сложное геологическое строение. Он состоит из четырех крупных блоков I порядка – Карельского, Кольского, Беломорского и Мезенского, каждый из которых характеризуется своим набором геологических формаций.

Карельский блок. В позднем архее представлял собой гранит-зеленокаменную область (ГЗО), в которой на раннеархейском тоналит-гнейсовом («серогнейсовом»)

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЙСКИХ

Акротема	Зонотема	Эратема	Возрастные границы, млн лет	Надгоризонты региональной шкалы Карельско-Кольского горизонта	Карельский блок		Кольский блок	
Протерозойская	Верхнепротерозойская			Хогландий				
	Нижнепротерозойская (карельская)	Верхнекарельская K ₂	1650					
			1800	Вепсий	Шокшинская св., петрозаводская св.			
			1950	Калевий	Ладожская серия		Пороярвинская сер. Пильгуйрвинская сер.	
			2100	Людиковий	Суйсарская св, заонежская св		Колосйоокская сер.	
		Нижнекарельская K ₁	2300	Ятулий	Тупомозерская св., медвежьегорская св., янгозерская св.		Лечломпольская св. (карбонатная часть), куэцярвинская св.	
			2400	Сарнилий	Селецкая св вермасская св.		Ахмалехтинская сер.	
			2500	Сумий	Ожиярвинская св.		Сейдоречинская св., куштинская св., пурначская св.	
	Архейская	Верхнеархейская (лопийская)	Верхнелопийская L ₃	2800	Гимольский	Гимольская сер.		Пороозерская сер., кейвоякая сер.
			Среднелопийская L ₂	3000		Хаутоварская сер.		Колмозерская сер.
Нижнелопийская L ₁			3200		Водлозерский ТТГ-комплекс		Кольский метаморфический комплекс	
Нижнеархейская (самская), днестровская		3400		Волоцкая толща		ТТГ комплекс		

* ТТГ – тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс.

фундаменте заложилась система верхнеархейских зеленокаменных прогибов преимущественно меридионального простирания. Мантийными разломами ССВ простирания ГЗО была разделена на несколько блоков II порядка. Это деление во многом было унаследовано и в период раннепротерозойского тектогенеза.

Позднеархейские приразломные зеленокаменные прогибы Карельского блока обычно состоят из двух структурных подъярусов: среднелопийского (коматиит-базальтовая субформация) и позднелопийского (терригенная или вулканогенно-терригенная субформация). В составе среднелопийского подъяруса преобладают metabasalts толеитового, коматиит-базальтового (пикритового) и реже коматиитового ряда. В некоторых структурах отмечены вулканы андезит-риолитовой серии. Среди осадочных пород известны углеродсодержащие сульфидные сланцы и метаграувакки.

ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА ВЕЛ

Скандинавский блок	Воронежский блок	Украинский щит			
		Северо-Западный блок	Ингуло-Ингулецкий блок	Среднеприднепровский блок	Приазовский блок
Холландская сер.					
		Толкачевская св. Збрыньковская св., озерянская св., Белокоровицкая св.			
Ладожская сер.					
Сортавальская сер.	Тимская св. курбакинская св.	Клесовская сер.			
	Роговская св., Воронцовская сер.	Кочеровская св., городская св.	Ингуло-Ингулецкая сер.	Криворожская сер.	Гуляйпольская св.
	Курская сер.	Новоград-Волынская толща			
	Лосевская сер.	Васильевская сер., Бугойский метаморф. комплекс			Центральноприазовский метаморф. комплекс
	Лебединская сер.			Белозерская сер.	
	Александровская сер.		Зеленореченская св.	Конкская сер.	
	Обоянский ТТГ комплекс		Ингулецкий ТТГ комплекс		Косивцевская толща
		Днестровско-Бугский метаморф. комплекс	Днестровско-Бугский комплекс	Аульский метаморф. комплекс	Западно-Приазовский метаморф. комплекс

Все базальтоиды характеризуются очень низкой концентрацией щелочей и литофильных элементов, повышенными содержаниями Co, Ni, Cr, дифференцируются по боуэнзовскому (толеиты) или феннеровскому (коматииты) трендам и по геохимическим особенностям близки к вулканитам современных срединно-океанических хребтов.

В разрезах верхнего лопия преобладает метаалевропесчаниковая (граувакковая) ассоциация пород, известны горизонты полосчатых железистых кварцитов и конгломератов. Характерно, что в песчаниках и конгломератах полностью отсутствует обломочный калиевый полевой шпат. Крайне редки высокодифференцированные осадки (кварциты, глиноземистые сланцы). Вулканогенная часть разреза сложена дацит-риолитовыми лавами и их туфами. В целом разрезы лопия относятся к метабазальт-коматиит-граувакковой формации.

Региональный метаморфизм лопия Карельской ГЗО имеет зональный характер. Эта зональность проявляется как в отдельных зеленокаменных структурах (увеличение степени метаморфизма от центра к флангам), так и в пределах всей области в целом. Наиболее распространены породы зеленосланцевой фации метаморфизма. В то же время породы Костомукшской структуры метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Краевой Сенегозерско-Тикшозерский амфиболит-гнейсовый верхнеархейский пояс, обрамляющий ГЗО с северо-востока, отличается по составу слагающих формаций от внутрикратонных структур. Вулканиды в нем представлены андезибазальтами, превращенными в амфиболиты, а осадки метаграувакковой песчано-алевритовой формации – двуслюдяными амфибол-биотитовыми, гранат-ставролит-биотитовыми, андалузит-кордиерит-гранатовыми плагиосланцами и гнейсами эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фаций (амфиболит-сланцевая формация). Метакоматииты и ультрамафиты в этих поясах редки.

В Карельской ГЗО в лопийское время проявилась мигматит-гранитовая формация, фиксирующая максимальное проявление регионального метаморфизма этой эпохи, внедрились интрузии диоритов и плагиомиоклиновых гранитов с возрастом 2,65–2,70 млрд лет. К среднелопийскому времени относятся ультрамафитовые интрузии небольших размеров, являющиеся, вероятно, подводными каналами коматиитовых лавовых потоков.

Раннепротерозойский структурный ярус в пределах Карельской ГЗО представлен системой внутрикратонных прогибов и впадин, сложенных метаосадочными и вулканогенно-осадочными формациями. Количество вулканидов, представленных потоками метабазальтов толеитового состава, варьирует в широких пределах от первых до 20–30 %. Осадочная часть разреза состоит из полевошпатовых метапесчаников, кварцитов, филлитов, слюдяных сланцев (базальто-терригенные и кварцито-сланцевые формации). В ряде случаев метаморфизм пород достигает амфиболитовой фации, хотя обычно не превышает зеленосланцевой фации.

Особым типом разреза характеризуется Онежская осадочно-вулканогенная мульда. Ятулийско-людиковийский структурно-вещественный комплекс в ней сложен кварцитами, известняками, доломитами, алевролитами, выше которых залегают углеродистые и высокоуглеродистые сланцы (шунгиты). Вулканиды в низах разреза имеют толеитовый, а в верхах – пикритовый состав (суйсарский комплекс), слагая пикрит-черносланцевую формацию.

Вдоль северо-восточного края Карельского кратона тянется долгоживущая Восточно-Карельская структурно-формационная зона, включающая в себя ряд локальных раннепротерозойских синклинальных структур (Ветреный Пояс, Лехтинскую, Куола-Панаярвинскую), а на территории Финляндии известно несколько структур, сложенных тафрогенным лаппонийским осадочно-вулканогенным комплексом. Во многих локальных структурах в полном объеме представлен сумийско-сариолийский вулканогенно-осадочный структурно-вещественный комплекс (СВК). Сумий сложен метапесчаниками, метаалевролитами, туфопесчаниками в сочетании с вулкани-

тами бимодальной серии (метабазальты и кварцевые порфиры дацитового и дацит-риолитового ряда). Сариилий сложен вулканитами (обычно миндалекаменными) андезибазальтового состава и их туфами. Терригенная часть разреза представлена полимиктовыми средне- и крупногалечными конгломератами. Породы сумийско-сариилийского комплекса характеризуются блоково-зональным метаморфизмом в диапазоне от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации низких давлений.

Людиковийский комплекс знаменует собой тафрогенный этап развития Восточно-Карельской зоны. Разрез людиковия начинается с метапесчаников, выше которых залегают метаалевролиты, слабоуглеродистые филлиты, пикритовые метатUFFы, чередующиеся с потоками андезибазальтов и линзами конгломератов. Верх разреза сложен свитой Ветреного Пояса (до 2000–2500 м) пикритовых, нередко шаровых лав с хорошо сохранившейся спинифекс-структурой. Содержание MgO в отдельных потоках меняется от 5 до 28 вес. %, составляя в среднем по свите 14 %. В отличие от метакоматиитов лопия, пикритовые базальты Ветреного Пояса имеют более высокое содержание калия, рубидия и широкий спектр некогерентных редких элементов, захваченных магмой из кислой коры. В целом СВК Восточно-Карельской зоны представляют собой ряд тафрогенных осадочно-вулканогенных формаций, где осадочная часть составляет до 50 % общего разреза. Линейно-зональный метаморфизм относится к кианит-силлиманитовой фациальной серии. Степень метаморфизма пород меняется от пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой фации.

Вепсийский СВК Карельского блока заметно отличается от предыдущего. В его южной части в отдельных мульдах отлагались субплатформенные практически неметаморфизованные серые и красные кварцито-песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов и глинистых сланцев с межпластовыми интрузиями габбро-долеритов (красноцветная кварцито-песчаниковая формация). Вепсий залегают на маломощных слабометаморфизованных алевропесчаниках калевия, вероятно, закрывавших сплошным чехлом весь южный склон Балтийского щита (сероцветная алевро-песчаниковая формация) или на лопийских породах.

Северо-западная часть Карельского блока в позднекарельское время испытала интенсивную метаморфическую и тектоническую переработку. Протерозойские вулканогенно-осадочные комплексы здесь метаморфизованы до амфиболитовой фации низких давлений, часто мигматизированы. Значительную часть площади занимают посторогенные плагиомикроклиновые граниты с возрастом 1800 млн лет. Однако на большей части Карельского блока раннепротерозойские гранитоидные интрузии не имеют широкого распространения. Они приурочены исключительно к флангам Восточно-Карельской зоны, где представлены раннекарельским топорским чарнокитовым комплексом и небольшими телами гранит-порфиров сумийского возраста. В то же время протерозойские интрузии основного и ультраосновного состава многочисленны и разнообразны. Из них наибольший интерес представляют расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые массивы с возрастом 2350–2400 млн лет, к числу которых относятся крупнейшая в России Бураковская интрузия и ряд более мелких массивов Северной Финляндии и Карелии. С ними связаны перспективы обнаружения месторождений платиноидов.

В Выгозерской структуре проявился габбро-верлитовый магматизм людиковийского времени, по составу весьма сходный с рудоносными интрузиями Печенги, однако промышленного сульфидного медно-никелевого оруденения здесь пока не установлено. Пудожгорский людиковийский габбро-долеритовый комплекс, развитый преимущественно в южном обрамлении Онежской мульды, представляет интерес на промышленное титано-магнетитовое оруденение.

Кольский блок. В целом этот блок может рассматриваться как архейская гранулит-гнейсовая область, интенсивно переработанная процессами тектоно-магматической активизации в позднеархейскую и раннепротерозойскую эпохи. Территория делится на ряд блоков II порядка.

Для Мурманского блока II порядка (северо-восток) Кольского п-ова характерны гранито-гнейсовые овалы, образованные преимущественно гранитоидными комплексами позднего архея, как плагиоклазовыми, так и плагиомикролиновыми (мigmatит-граниты, гнейсо-граниты, граниты, диориты). Уровень метаморфизма пород отвечает амфиболитовой фации низких давлений. Супракрустальные породы редки и представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и пироксеновыми кристаллосланцами архейского баренцевоморского комплекса. Плагиомикроклиновые гранитоиды позднего лопия составляют до 50 % площади Мурманского блока.

Для Центрально-Кольского блока II порядка типичны линейные структуры, представленные син- и антиформами. Породы архейского кольского комплекса, составлявшие основу этого блока, метаморфизованы в условиях гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации низких давлений. В кольском комплексе можно выделить три петроформации: нижняя – двупироксеновые кристаллосланцы, средняя – меланократовые плагиогнейсы с гранатом, роговой обманкой и пироксенами, содержащие прослои метасоматических магнетитовых кварцитов, и верхняя – гранат-силлиманит-ортоклаз-кордиерит-биотитовые кристаллосланцы. В пределах Центрально-Кольского блока намечается латеральная зональность в распределении вещественных комплексов. В его юго-восточной части наиболее широко распространены ультраметаморфические энтербиты (гнейсодиориты) и амфибол-биотитовые мigmatит-плагиограниты архея. В центральной части блока они практически отсутствуют, и здесь преобладают супракрустальные породы кольского комплекса (преимущественно ее глиноземистой петроформации). В северо-западной части вновь сокращается количество гнейсов и возрастает объем мigmatит-плагиогранитов.

В восточной части Кольского п-ова располагается Кейвский блок II порядка, в пределах которого развита существенно вулканогенная среднелопийская понойская серия. Она сложена кислыми метавулканитами и метаосадками (лептисты, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсо-сланцы, биотитовые гнейсы, литокластические метатифы, метаграувакки). Вулканиты по химизму отвечают дацитам, риодацитам, трахиандезитам, толеитам. В бортах синклинория и горстовых поднятиях обнажаются амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и ортоамфиболиты. В целом понойскую серию можно отнести к амфиболит-сланцевой формации.

По северному и южному обрамлению Кейвского блока развиты породы кейвской серии мощностью 800–900 м. Ее стратиграфическое положение дискуссионно. Она с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на породах лебяжинской свиты, а ее верхи – песчово-тундровая серия, представленная доломитами, кварцитами, двуслюдяными гнейсами и метапесчаниками – сопоставляются с породами ятулия. В составе серии принимают участие мусковитовые кварциты, двуслюдяные, слюдяно-гранатовые, ставролит-гранатовые, ставролит-мусковит-гранат-кианитовые и кианитовые кристаллические сланцы, нередко углеродистые и сульфидизированные. Часть пород (особенно мономинеральные кианитовые сланцы) имеет метасоматическое происхождение. С кейвской серией связаны крупнейшие месторождения кианита.

Мурманский блок отделяется от Центрально-Кольского и Кейвского блоков узкой, но протяженной *Титовско-Колмозерской шовной зоной*, представляющей собой приразломную грабен-синклиналь северо-западного простирания. Слагающие ее верхнеархейские супракrustальные породы амфиболит-сланцевой формации представлены в нижней части разреза биотитовыми двуслюдяными гнейсами и плагиогнейсами, нередко содержащими гранат, ставролит, кианит, андалузит, фибролит; среднюю часть разреза составляют амфибол-биотитовые, магнетит-амфиболовые сланцы, лептиты с многочисленными телами ортоамфиболитов (метабазальтов и коматиитов). Верхняя часть разреза сложена глиноземистыми (гранатовыми, андалузитовыми, кианитовыми) плагиосланцами с прослоями и линзами конгломератов и кварцитов в основании. Степень метаморфизма пород возрастает с ЮВ на СЗ от эпидот-амфиболитовой до силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации низких давлений. В юго-восточной части зоны на лопийский комплекс накладывается более молодой метаморфизм кианитовой фациальной серии повышенных давлений.

С юго-запада Центрально-Кольский и Кейвский блоки обрамляются прогибом, выполненным верхнелопийскими породами имандровской серии. Это преимущественно биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, метаандезиобазальты (сланцеватые амфиболиты), изредка содержащие гранат.

К северу от верхнеархейского прогиба расположен проторифтогенный *Печенга-Имандра-Варзугский пояс*, состоящий из двух разобщенных структур раннепротерозойского возраста. Обширная литература, посвященная этим структурам, позволяет ограничиться лишь их кратким описанием. Мощные разрезы карелид сложены преимущественно вулканитами, от кислых до ультраосновных, с преобладанием толеитовых базальтов. Осадочная часть общего разреза, представленная метапсаммитами, сланцами (нередко углеродистыми), карбонатными или конгломератовыми прослоями, составляет до 20 % его мощности.

Разрез Имандра-Варзугской проторифтогенной структуры представлен шестью сериями (снизу вверх): стрельнинской (сумийский надгоризонт), полисарской (сариилийский надгоризонт), умбинской (ятулийский надгоризонт), ильмозерской, панареченской свитами (людиковийский надгоризонт) [Объясн. зап. ..., 2004].

В Печенгской структуре аналоги сумия отсутствуют и разрез начинается с сариилийской ахмалахтинской серии. Выше залегает куэтсьярвинская серия (ятулий),

над которой располагаются коласйокская и пильгуярвинская (людиковий) серии. В южном крыле Печенгской структуры в последнее время выделена пороярвинская серия, сопоставляемая с калевием [Объясн. зап. ..., 2000б]. Каждая серия в обеих структурах начинается с осадочной пачки, обычно содержащей линзы конгломератов, и завершается вулканитами. Первые доломиты, известняки и мономинеральные кварциты появляются на ятулийском уровне, а высокоуглеродистые осадки – в людиковии.

В Печенга-Имандра-Варзугском поясе намечается определенная закономерность в эволюции вулканизма. В сумии вулканиты представлены бимодальной толеит-риодацитов серией, при этом резко преобладают толеиты. Сариолию свойствен андезибазальтовый вулканизм. В ятулии вулканиты обладают повышенной щелочностью (трахибазальты–трахиандезиты). Для людиковия характерны базальтоиды с повышенным содержанием MgO, значительной долей гикритов и их туфов. Калевийский вулканизм имеет полимодальный характер с широкой вариацией состава лав, от пикритовых до риодацитовых. Несмотря на то что геотектонический режим пояса на протяжении 650 млн лет его существования менялся, в целом его разрезы относятся к проторифтогенной метапикрит-трахибазальт-трахиандезитовой формации.

Как в Печенгской, так и в Имандра-Варзугской структурах проявлен зональный метаморфизм в диапазоне от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии. В пространственном проявлении этот метаморфизм сочетает признаки вертикальной и высокоградиентной горизонтальной зональности, он усиливается к низам разреза и к флангам структур, захватывая породы древней рамы. Время проявления метаморфизма около 1800 млн лет. Вероятно, в этом рифтогенном поясе проявился и более ранний этап регионального метаморфизма на границе ятулия и людиковия (~ 2150 млн лет), относящийся к андалузит-силлиманитовой серии низких давлений.

Беломорский блок. Разделяет Кольский и Карельский блоки и по набору слагающих его геологических формаций и тектоническому строению коренным образом отличается от всех других блоков ВЕИ. Его границы в лопийское и карельское время заметно менялись.

В настоящее время этот блок большинством исследователей рассматривается как коллизионная зона, сложенная полиметаморфическими комплексами древних пород, испытавшими не менее трех этапов метаморфизма (> 2,9; 2,7; 1,9 млрд лет). Широкое развитие линейных структур, осложненных пологими надвигами с ССВ падением, ставит под сомнение возможность стратиграфического расчленения беломорид, особенно учитывая, что в этой зоне очень интенсивно проявились площадные метасоматические процессы. Тем не менее, в беломорском комплексе можно выделить три петроформации (снизу вверх): 1) биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, обычно микроклизированные (керетская «свита»), 2) амфиболовые гнейсы, амфиболиты, эпидот-биотитовые плагиомикроклиновые гнейсы с линзами и пластами кианито-гранато-биотитовых гнейсов (хетоламбинская «свита»), 3) средне- и крупнозернистые ржавые кианито-гранато-биотитовые, нередко с кордиеритом, силлиманитом, ставролитом плагиогнейсы в пере-

слаивании с двуслюдяными и гранат-мусковитовыми плагиогнейсами (чупинская, енская «свиты»). Эти петроформации можно объединить в кианит-гнейсовый полиформационный комплекс повышенных давлений. Температура метаморфизма менялась от ранней гранулитовой фации до поздней (свекофеннской) эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фации. Мусковитовые негматиты Беломорья связаны с последним этапом метаморфизма. Вмещающими их породами являются глиноземистые гнейсы, приуроченные к осевой части Беломорского пояса.

Составной частью Беломорского блока является комплекс гранулитов, известный в литературе как Гранулитовый пояс или Корва-Колвицкая зона [Докембрийская геология..., 1988]. Для Гранулитового (Лапландского) пояса имеются сейсмические данные, позволяющие судить о его глубинном строении. Он представляет собой пластину, выдвинутую из «средней» коры («гранулит-базитовый» слой) и сочленяющуюся с беломоридами по пологому надвигу (Главному Беломорскому шву), падающему в северных румбах под углом 5–10°. В тыловой части мощность этой пластины достигает 8–10 км. Более мелкими надвигами пластина разделяется на ряд чешуй. С северо-востока ограничением гранулитового комплекса является крутой разлом северо-западного простираения. В основании комплекса гранулитов залегают амфиболиты, основные гранулиты (гранат-пироксеновые, двупироксеновые, гиперстен-плагиоклазовые). Верхняя часть разреза представлена кислыми гранулитами (гранат-кварц-полевошпатовые породы с силлиманитом и кордиеритом). В гранулитовом комплексе интенсивно проявлены региональные метасоматические процессы, приводящие к образованию силлиманит-кварцевых и гранат-силлиманитовых пород. На большей части Лапландского пояса проявлен монотонный метаморфизм, отвечающий пироксен-гранулитовой субфации низких давлений. Лишь вдоль надвигов, и особенно во фронтальной части Главного Беломорского шва, возникают высокобарические эклогиты и гранатовые амфиболиты кианит-силлиманитовой фациальной серии. Ранний метаморфизм гранулитовой фации по типу отвечает метаморфизму кольской серии, а поздний высокобарический метаморфизм имеет свекофенский возраст (1,9 млрд лет).

В тыловой части гранулитовой пластины располагается зона купольных структур с широким развитием энтербитов, диоритов, тоналитов лопийского возраста, ремобилизованных в раннем протерозое. Реликты гнейсов, содержащих магнетитовые кварциты, свидетельствуют об образовании этой структурной зоны по породам Центрально-Кольского блока.

Часть Беломорского блока в юго-восточной части перекрыта осадочным чехлом. По-видимому, он погружается в СЗ направлении, где вскрываются верхние части разреза (беломорский комплекс). К юго-востоку заметно увеличивается количество высокобарических гранулитов, характеризующих более глубокие срезы земной коры.

Плохо изученный **Мезенский блок**, по-видимому, представляет собой гранит-зеленокаменную область, интенсивно переработанную в раннем протерозое, с рядом крупных, не вскрытых на поверхности интрузий ультраосновного состава. Однако следует заметить, что этот блок перекрыт мощным рифейско-фанерозойским

чехлом, а число скважин, достигших кристаллического фундамента, невелико. При его характеристике приходится опираться на геофизические данные и ксенолиты в кимберлитах Зимнего берега.

Интрузивный магматизм Лапландско-Мезенского мегаблока в пределах России исключительно разнообразен, в различных блоках I порядка характеризуется разным набором формаций. Особенно это относится к раннепротерозойскому этапу развития территории.

Наиболее ранними гранитоидными формациями являются архейские тоналит-плагиогранитная и эндербит-чарнокитовая, широко представленные во всех блоках. Характерно, что в гальках лопийских конгломератов встречаются исключительно плагиоклазовые породы, а в супракрустальных комплексах верхнего архея отсутствует обломочный микроклин.

К лопийскому этапу относятся щелочные граниты Кейвского блока. Щелочные граниты и граносиениты занимают площадь более 1200 км². С ними связаны мощные метасоматические ореолы, захватывающие породы рамы.

Гранитоидные интрузии конца раннего протерозоя проявлены менее широко. К ним относятся чарнокит-граниты умбинского комплекса, лейкограниты приразломного Стрельнинского массива, гранодиорит-граниты Лицко-Арагубской зоны.

Магматические комплексы основного-ультраосновного состава приурочены к зонам глубинных разломов. Небольшие тела гипербазитов относятся к позднеархейским формациям.

Крупные пластинообразные массивы габбро-лабрадоритовой формации лопийского (~2,7 млрд лет) и раннекарельского (2,45 млрд лет) возраста обрамляет Кейвский блок. Многие из массивов испытали наложенный метаморфизм и деформации в конце раннего протерозоя. Они нередко будинированы и разбиты на отдельные мелкие блоки.

Сумийские расслоенные массивы перидотит-габброноритовой формации, к которым относятся такие крупные, как Мончегорская, Панских и Федоровых тундр, Бураковская и ряд более мелких, имеют линзообразную или воронкообразную форму с автономной внутренней структурой. С ними связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд и платиноидов.

Многочисленные, преимущественно мелкие массивы базит-гипербазитового состава широко развиты в Центрально-Кольском и Лапландском блоках. В то же время в пределах Беломорского блока установлены лишь тела друзитов, имеющих различный возраст, от позднеархейского до раннепротерозойского. Наибольший интерес среди базит-гипербазитовых формаций представляет верлит-габбровый печенгский комплекс, с которым связаны многочисленные месторождения судьфидно-никелевых руд (1,9–2,0 млрд лет).

ВОРОНЕЖСКО-УКРАИНСКИЙ МЕГАБЛОК

Этот мегаблок весьма разнороден по своему геологическому строению. Он включает в себя архейские гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области с крупными наложенными раннепротерозойскими структурами, занимающими до 30 %

площади мегаблока. Он делится на два блока I порядка – Воронежский и Украинский, которые в свою очередь подразделяются на более мелкие блоки (рис. 10).

Воронежский блок. Разделяется на четыре блока II порядка.

Курский блок II порядка представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область. В качестве ее нижнеархейского фундамента обычно рассматривается обоянский тоналит-трондjemит-гнейсовый комплекс, сложенный биотитовыми, амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, плагиогранитами, гранито-гнейсами, в значительной степени переработанными процессами ультраметаморфизма в позднем архее и раннем протерозое. Степень метаморфизма пород везде отвечает высокотемпературной амфиболитовой фации. Иногда отмечаются реликты гранулитовой фации.

Зеленокаменные структуры архея имеют двучленное строение. Нижняя часть разреза представлена александровской серией, в составе которой преобладают метавулканы пикрит-базальтового и толеит-базальтового состава с прослоями метатufов, метаграувакк, амфибол-магнетитовых сланцев. С основными лавами тесно связаны гипербазиты сергиевского комплекса. Вышележащая лебединская серия в Белгородско-Михайловской зоне имеет существенно терригенный состав (метапесчанико-металлевролитовая субформация) с редкими маломощными прослоями кислых лав. В Оскольской (Тим-Ястребовской) зоне значительную часть разреза составляют потоки лав дацит-риолитового состава. В целом разрезы лопия отвечают метабазаит-коматит-граувакковой формации.

В северной части Курского блока архейские структуры сложены преимущественно породами лебединской серии. Метаморфизм локальных структур верхнего архея, как правило, не превышает фации зеленых сланцев, но в Оскольском районе достигает амфиболитовой фации. В конце архея произошло внедрение крупных интрузий гранодиоритов-плагиогранитов салтыковского комплекса (2750–2900 млн лет) и мигматит-гранитов и гранитов атаманского комплекса (~ 2600 млн лет).

Карелий Курского блока развит в приразломных грабен-синклиналях, часто совпадающих с простиранием подстилающих их архейских зеленокаменных поясов. В основании курской серии залегает стойленская свита, с крупным угловым несогласием перекрывающая нижележащие архейские породы. Она представлена кварцитами, кварцевыми гравелитами и конгломератами с пачками высокоглиноземистых и углеродистых сланцев. По возрасту стойленская свита, по-видимому, отвечает сариолию Балтийского щита. Вышележащая коробковская свита представлена железистыми кварцитами, кварц-сланцевыми, графит-сланцевыми и другими сланцами, иногда с гранатом и амфиболом. Разрез курской серии относится к сланцево-железисто-кварцитово-кварцевой формации.

Отложения оскольского комплекса залегают на породах курской серии с размытом, местами с угловым несогласием. Нижний подкомплекс (роговская и яковлевская свиты) имеет преимущественно песчано-сланцевый состав, в основании грубообломочный. Сланцы часто углеродистые, отмечаются пачки доломитов и известняков (терригенно-карбонатная субформация). По возрасту эта подсерия соответствует ятулийскому надгоризонту Балтийского щита (табл. 2).

Верхняя подсерия представлена тимской, курбакинской и воронежской свитами (людиковий), в которых сочетаются терригенно-карбонатные, нередко углеродистые формации с полимодальной серией вулканитов, от калиевых риолитов до пикритовых базальтов.

Раннепротерозойские образования характеризуются зональным метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой серии. Степень метаморфизма обычно возрастает к флангам структур и вниз по разрезу. Раннепротерозойские супракрустальные формации последовательно прорываются стойло-николаевским габбро-диорит-гранодиоритовым, габбровым смородинским и сиенитовым шебекинским комплексами.

Вдоль восточной границы Курского блока располагается линейная вулканогенная приразломная структура, выполненная породами лосевской серии, метатерригенно-базальт-андезит-дацитового состава (метабазальт-дацит-сланцевая формация). Обломочные породы и туфы по объему заметно подчинены метавулканитам. В пределах зоны располагаются интрузии диоритов, габбро-диабазов и субщелочных гранитов. Возраст серии не подтвержден надежными радиологическими данными и принимается как нерасчтенный верхний архей. Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фациям.

Воронцовский блок II порядка перекрыт плащом терригенных отложений воронцовской серии. Это ритмично-слоистые филлитовидные кварц-плагиоклаз-слюдяные, слабоуглеродистые сланцы, иногда с андалузитом, гранатом и ставролитом (флишоидная формация). Породы смяты в крупные открытые складки. Купольно-зональный метаморфизм низких давлений меняется от преобладающей зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации, увеличиваясь к ядрам антиклиналей, где выходят анатектические граниты. Судя по геофизическим данным, фундаментом воронцовской серии, вероятно, служат гранулиты.

Интрузии рудоносных комплексов – гипербазитового мамонского и пироксенит-габбронорит-диоритового еланского – рвут супракрустальные толщи воронцовской серии и являются постметаморфическими. Радиологический возраст их 2080–2050 млн лет. По формационной принадлежности воронцовская серия очень близка к калевийской ладожской серии. Однако возраст ее метаморфизма более древний, соответствующий людиковию Балтийского щита.

Волгоградский и Брянский блоки II порядка Воронежского кристаллического массива сложены архейскими гранулитовыми комплексами, вскрытыми редкой сетью скважин. Это пироксеновые и биотит-пироксеновые кристаллосланцы, гранат-биотитовые, часто с пироксеном, плагиогнейсы, чарнокитоиды и эндербиты. Породы испытали регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Украинский блок. Он может быть разделен на пять блоков II порядка: Среднеприднепровский, Днестровско-Бугский, Северо-Западный (Житомирский), Ингуло-Ингулецкий, Приазовский.

Среднеприднепровский блок – наиболее стабильный и наименее затронутый процессами раннепротерозойского тектогенеза. Фундамент его представлен раннеархейским полиметаморфическим тоналит-гнейсовым комплексом (ITT

формация), содержащим реликты кристаллосланцев гранулитовой (славгородская толща) или амфиболитовой (базовлуческая толща) фации метаморфизма. Основной объем занимают гнейсо-диориты и плагиограниты. Позднеархейский структурный этаж слагают зеленокаменные структуры, имеющие двучленное строение и мульдобразную форму. В основании их залегает вулканогенная конкская серия (амфиболиты, метатифы, железистые кварциты, толеитовые метабазалты). В отличие от других зеленокаменных структур ВЕП, здесь практически отсутствуют коматииты. Для верхней (белозерской) серии характерны два типа разрезов: терригенный и терригенно-вулканогенный, причем именно терригенный тип содержит наиболее крупные месторождения железных руд в джеспилитах, а терригенно-вулканогенный – месторождения золота. Вулканизм белозерской серии бимодален, при этом базальты толеитового ряда резко уступают по объему дацит-риолитам. Разрез лопия Среднеприднепровского блока относится к метатолит-граувакковой формации. Метаморфизм позднеархейских структур зональный и увеличивается к их флангам от преобладающей по площади зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Учитывая последние радиологические датировки, интервал образования супракрустальных пород верхнего архея блока от 3,2 до 2,8 млрд лет.

Крупные пластовые или трещинные интрузии серпентинизированных гипербазитов прорывают весь разрез конкско-белозерской надсерии. Наиболее поздние пост-метаморфические плагиомикроклиновые граниты токовского и мокромосковского комплексов имеют возраст 2700–2800 млн лет.

Днестровско-Бугский блок сложен высокометаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболовой фаций супракрустальными комплексами, относящимися к днестровско-бугской (> 3,4 млрд лет) и бугской (> 2,7 млрд лет) сериям. Породы испытали не менее двух этапов высокотемпературного диафореза в архее и позднем протерсзое, поэтому их стратиграфическое расчленение условно. В последней легенде УЩ днестровско-бугская серия отнесена к нижнему, а бугская – к верхнему архею. Днестровско-бугская серия в целом имеет двучленное строение. Нижняя ее часть сложена двупироксен- и гиперстен-плагиоклазовыми, амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами с прослоями магнетитовых кварцитов, а верхняя – гранат-биотитовыми с кордиеритом графитсодержащими гнейсами. Бугская серия имеет сходное строение, но в ее верхней части больший объем занимают глиноземистые графитсодержащие гнейсы с кордиеритом, силлиманитом, гранатом, а также кальцифиры и мраморы.

Площадная гранитизация привела к широкому развитию ультраметаморфического винницко-бердичевского комплекса чарнокит-гранитов, содержащих гранат, гиперстен, кордиерит (виннициты). Возраст комплекса 2150–1950 млн лет (К-Аг метод).

Северо-Западный (Житомирский) блок в восточной части сложен породами росинско-тикичской серии. Она смята в ряд изоклинальных структур субмеридионального простирания. Представлена амфиболитами, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми сланцами с телами магнетитовых кварцитов. Амфиболиты по составу отвечают андезибазальтам (амфиболит-сланцевая формация). Супракрустальные комплексы интенсивно гранитизированы. Резко преобла-

дают мигматиты диоритового и гранодиоритового состава, плагиограниты и плагио-мигматиты биотитовые и биотит-роговообманковые (звенигородский комплекс). По амфиболитам росинско-тикичской серии получено значение 2700–2740 млн лет (U-Pb метод, циркон).

В западной части Житомирского блока широко развиты супракрустальные образования раннепротерозойского возраста (табл. 2). Они сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми метатерригенными гнейсами с силлиманитом, кордиеритом и графитом, реже присутствуют амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты, мраморы, кальцифиры и конгломераты (гнейсо-сланцевая формация).

Степень зонального метаморфизма протерозоид меняется от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации низких давлений. Наблюдается усиление метаморфизма к низам разреза. Новоград-волинская толща, залегающая в основании разреза карелид, имеет изохронный возраст 2410 ± 15 млн лет.

Выше располагается клесовская серия, представленная аподацитовыми, апоандезитовыми и аподиабазовыми вулканитами с резким преобладанием кислых лав (лептитовая формация). Вулканиты принадлежат к базальт-андезит-риолитовой серии. Степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации. Радиологический возраст клесовской серии составляет 1970–2020 млн лет.

Локально развитая в Житомирском блоке пугачевская толща (белокоровичская, озерянская, збраньковская свиты) состоит из кварцевых и полимиктовых кварцито-видных песчаников, реже гравелитов с покровами метадиабазов, спилитов, кислых лав, представляющих лептит-терригенную формацию.

Овручская серия (толкачевская свита) завершает разрез позднего карелия и установлена в Овручской и Белокоровичской структурах. Она с корой выветривания залегают на гранитах рапакиви Коростенского плутона (1750 млн лет) и сложена кварцевыми и кварц-пиррофиллит-серицитовыми сланцами, аргиллитами, алевролитами. Метаморфизм овручской серии соответствует началу зеленосланцевой фации.

Ингуло-Ингулецкий блок сложен супракрустальными породами одноименной серии, смятыми в систему субмеридиональных складок, в ядрах которых нередко выходят гранито-гнейсы. Разрезы ингуло-ингулецкой серии в разных частях блока несколько отличаются друг от друга, но в целом резко преобладают метапесчано-сланцевые флишoidные формации с прослоями лептитов, скарноидов, кварцитов, углеродистых сланцев, магнетитсодержащих пород. Зональный метаморфизм меняется в диапазоне от эпидот-амфиболитовой до низкотемпературной гранулитовой фации, поэтому породы превращены в различные гнейсы и сланцы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, пироксенами. Реперные значения изотопного возраста ингуло-ингулецкой серии отсутствуют, но единичные пробы дают разброс от 2400 до 2100 млн лет, что позволяет коррелировать эту серию почти со всем разрезом раннего протерозоя Балтийского щита, от сумия до людиковия включительно.

Кировоградский комплекс мигматит-гранитов развивается по метаморфитам ингуло-ингулецкой серии. Многочисленные определения изотопного возраста укладываются в интервал 2100–1900 млн лет (K-Ar метод).

Новоукраинский комплекс чарнокит-гранитов слагает одноименный плутон, начальные фазы которого представлены габброноритами и норитами, промежуточ-

ные – мончочарнокитами, сиеночарнокитами и чарнокитами, а поздние – биотитовыми и гранат-биотитовыми трахитоидными гранитами. Наиболее молодой в этом блоке Корсунь-Новомиргородский плутон гранитов рапакиви имеет возраст 1800 млн лет.

В пределах Криворожско-Кременчугской зоны, разделяющей Ингуло-Ингулецкий и Среднеприднепровский блоки, в приразломных синклинальных структурах развиты отложения криворожской серии, являющейся стратотипом нижнего протерозоя Украинского щита. В основании серии (новокриворожская свита) залегают основные метавулканиды, выше которых идут метапесчаники, туфопесчаники (зеленые сланцы) с прослоями амфиболитов. Скелеватская грубообломочная свита залегает на новокриворожской с угловым несогласием и разрывом. Вышележащая железорудная саксаганская свита является основной базой Криворожско-Кременчугского железорудного бассейна. В ее составе выделено до семи горизонтов железистых кварцитов и разделяющих их сланцевых пачек, сложенных слюдистыми, амфибол-хлоритовыми, графит-серицитовыми карбонатсодержащими сланцами. Гданцовская свита перекрывает с угловым и стратиграфическим несогласием саксаганскую. Сложена метапесчаниками, кварцитами, хлоритовыми и магнетит-хлоритовыми сланцами, карбонатными породами. В основании глееватской свиты присутствуют конгломераты, выше идут метапесчаники, метаалевролиты, гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы. В целом разрез криворожской серии образует железисто-кварцевую формацию.

Степень метаморфизма пород варьирует от зеленосланцевой до начала амфиболитовой фации и различна в разных локальных структурах.

Нижняя возрастная граница криворожской серии установлена U-Pb изохроной по вулканитам новокриворожской серии и составляет 2350 ± 50 млн лет. По сульфидным прожилкам в метапесчаниках скелеватской свиты получено значение 2300 млн лет. Верхи разреза изотопными данными не охарактеризованы. По формационному составу и возрасту новокриворожская серия сходна с сариолием Балтийского щита, а верхние части разреза параллелизуются с людикийским надгоризонтом.

В Приазовском блоке преимущественным развитием пользуются ранне- и позднеархейские структурно-вещественные комплексы, прошедшие не менее двух этапов метаморфизма и гранитизации. При этом раннепротерозойский этап проявился настолько интенсивно, что практически полностью омолодил изотопный возраст пород центрально-приазовской серии.

Западно-приазовская раннеархейская серия слагает поля или мелкие останцы среди гранитоидов. Состав и разрезы серии изучены слабо. В наиболее полных разрезах в нижней ее части присутствует толща двупироксеновых и пироксеновых кристаллосланцев, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, а верхняя толща представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми гнейсами с телами железистых кварцитов. Метаморфизм отвечает гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациям. Раннеархейский возраст западно-приазовской серии устанавливается по мигматизирующим ее энтербитам новопавловского комплекса, по которым получена цифра 3400 млн лет. На рубеже 3300 млн лет завершается становление диорит-плагиигранитного добропольского комплекса. Близкий возраст

(3310–3280 млн лет U-Pb метод, циркон) имеет косивцевская зеленокаменная толща, представленная амфиболитами, амфиболовыми плагиосланцами, биотитовыми гнейсами, куммингтонит-магнетитовыми сланцами, актинолититами и тремолититами.

Образования центрально-приазовской серии параллелизуются с породами бугской серии Западной Украины. Она представлена амфиболовыми и пироксеновыми кристаллосланцами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, иногда с силлиманитом и графитом, пироксен-магнетитовыми кварцитами с редкими прослоями мраморов и кальцифиров. Метаморфизм пород центрально-приазовской серии меняется от гранулитовой до амфиболитовой фации низких давлений. Наиболее древние цифры изотопного возраста (2800–2715 млн лет, U-Pb метод, циркон) позволяют относить серию к верхнему архею.

Нижнепротерозойский структурный этаж в Приазовском блоке представлен гуляй-польской (верхнеосипенковской) свитой, развитой в трех изолированных структурах. Свита имеет трехчленное строение. В основании залегает терригенно-глиноземистая пачка, представленная метагравелитами, метапесчаниками, мусковитовыми кварцитами и сланцами с гранатом, андалузитом, ставролитом и силлиманитом. Выше развиты амфиболсодержащие сланцы, амфиболиты с прослоями амфибол-магнетитовых кварцитов и мраморов. Завершают разрез графитсодержащие слюдяные гнейсы с гранатом и силлиманитом. Метаморфизм пород отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям низких давлений. Верхний возрастной предел свиты определяется по рвущим весь разрез редкометалльным пегматитам и составляет 2000 млн лет.

В Приазовском блоке широко развиты разновозрастные ультраметаморфические и магматические гранитоидные комплексы. Наиболее древние из них имеют плагиогранитный или диоритовый состав. Начиная с раннего протерозоя, преобладают калиевые гранитоиды, интервал образования которых от 2100 до 1700 млн лет. В то же время происходит внедрение многофазных интрузий ультраосновного-щелочного состава (черниговский и октябрьский комплексы).

СКАНДИНАВСКО-БЕЛОРУССКИЙ МЕГАБЛОК

Этот мегаблок состоит из двух блоков I порядка – Белорусско-Прибалтийского и Скандинавского, имеющих различное геологическое строение.

Белорусско-Прибалтийский блок. Представляет собой гранулит-гнейсовую область, сложенную преимущественно полиметаморфическими супракрустальными комплексами пород. Целиком перекрыт чехлом палеозойских отложений, мощность которых возрастает в южном направлении, достигая 2 км. Блок достаточно хорошо разбурен в Белоруссии и странах Балтии. Гранулит-гнейсовые комплексы представлены в северо-западной части блока двупироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми, биотит-гиперстеновыми кристаллическими сланцами (основными гранулитами). С ними тесно связаны чарнокиты и эндербиты, образующие порой довольно крупные массивы.

В юго-западной части блока преобладают глиноземистые гнейсы: гранат-силлиманит-биотитовые с кордиеритом, силлиманит-кордиеритовые, гранат-кордиеритовые и др. В них развиты биотит-ортоклаз-плагиоклазовые мигматиты. Гранулиты

относятся к низкобарической серии. Хронологические данные свидетельствуют об их свекофеннском возрасте. Практически повсеместно распространены зоны бластомилонитизации с развитием сложных неравновесных минеральных ассоциаций, соответствующих двум наложенным этапам метаморфизма. Первый из них проявлен в условиях амфиболитовой фации. Возникают биотитовые, амфибол-биотитовые, а также гранат-биотит-ставролитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом гнейсы. С этим процессом в пачках основного состава связано образование метасоматических магнетитовых кварцитов. Возможно, что частично супракрустальные породы, метаморфизованные в условиях прогрессивной зеленосланцевой амфиболитовой фации (адажская, ягаласская, инчукалинская, околоская толщи), являются представителями метабазальт-слюдяно-сланцевой формации, развитой в узких приразломных прогибах. Наиболее богатые железные руды Прибалтики связаны с основными биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, метаморфизованными в амфиболитовой фации умеренных давлений. Второй этап метаморфизма проявлен в северной части блока.

Собственно раннепротерозойские супракрустальные комплексы в пределах Белорусско-Прибалтийского блока развиты лишь в его северной части (Эстония, Новгородская и Ленинградская области). Представлены двумя формациями – метаграувакк-андезитовой (биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты) и метапесчанико-сланцевой (гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-андалузитовые и др. гнейсы). Зональный метаморфизм варьирует от эпидот-амфиболитовой до локальной гранулитовой фации низких давлений. По характеру слоистости и типу метаморфизма этот комплекс пород наиболее похож на калевийскую ладожскую серию. Породы смяты в систему купольных складок, усложненных интенсивной мелкой складчатостью.

Наиболее молодые супракрустальные образования представлены нижнерифейским хогландским комплексом (порфириты, кварцевые порфиры, агломераты, кварциты). Этот комплекс тесно связан с интрузиями ралакиви (Рижским, Выборгским).

Скандинавский блок. Блок целиком сложен раннепротерозойскими интрузивными и супракрустальными комплексами пород. В составе супракрустальных формаций выделяются метабазальт-песчано-сланцевая, метаграувакк-андезитовая и наиболее широко развитая метапесчанико-сланцевая (флишоидная). Соотношения этих формаций между собой не вполне ясны, но все они относятся к калевийскому времени (1950–1850 млн лет).

Купольно-зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии меняется от эпидот-амфиболитовой до локально проявленной гранулитовой фации. Почти половину площади сегмента занимают гранитоиды. Ранние массивы представлены преимущественно плагиогранитами и мигматит-гранитами с возрастом 1900–1870 млн лет, а поздние – калиевыми гранитами с возрастом около 1800 млн лет.

Западную часть сегмента занимает Транскандинавский вулcano-плутонический пояс, в котором сочетаются габбро-сиенит-гранитовая интрузивная и песчано-риолитовая красноцветная вулcanoгенно-осадочная формации, возраст которых укладывается в интервал 1750–1800 млн лет.

Наиболее молодые раннерифейские комплексы представлены хогландием и массивами гранитов рапакиви.

ПРИКАСПИЙСКИЙ МЕГАБЛОК

Фундамент этого мегаблока перекрыт мощным осадочным чехлом от 5 км в краевых частях до 22 км в центре Прикаспийской впадины. О его строении и составе можно судить только по геофизическим данным. Мегаблок отделен от остальной части ВЕП дугообразными ступенчатыми разломами (сбросами) с амплитудой вертикальных смещений до нескольких километров. Как гравимагнитные, так и сейсмические данные свидетельствуют о том, что по периферии мегаблока и в менее погруженном Актюбинском блоке II порядка фундамент, вероятнее всего, представлен глубокоэродированными архейскими гранулитами. В центральной части впадины под чехлом палеозойских осадков сразу же залегает мегаслой, по своим сейсмическим характеристикам отвечающий нижней коре. Прикаспийский мегаблок отличается от других мегаблоков ВЕП тем, что его консолидированная кора возникла (или коренным образом преобразовалась) не в раннем докембрии, а, по-видимому, в палеозое.

МЕЖМЕГАБЛОКОВЫЕ ПОЯСА

Пояса, разделяющие описанные выше мегаблоки ВЕП, имеют протяженность в 1000 км и более при ширине 100–500 км, т. е. представляют собой линейные структуры, выполненные, чаще всего специфическими СВК пород, характерных для зон долгоживущих глубинных разломов. В пострандокембрийский период развития они обычно наследуются отрицательными структурами – авлакогенами или линейными впадинами с большой мощностью осадков. Поэтому при описании межмегаблоковых зон приходится опираться в основном на материал редких глубоких скважин и геофизические данные.

Балтийско-Рыбинский пояс. Наиболее обнажен и хорошо изучен. Разделяет Карельский и Скандинавско-Белорусский мегаблоки. Хотя его геологии посвящены многие десятки работ, проблемы его генезиса и даже границ до сих пор остаются предметом острой дискуссии. Он не очень ярко выделяется в гравимагнитных полях, особенно на территории Швеции. Пересечение его четыре сейсмических профиля (Феннолора, Свека, Балтик, Приладожский) не обнаруживают каких-либо специфических особенностей глубинного строения или резких границ и присущих только ему СВК. В Финляндии пояс располагается на неглубоко погруженном архейском фундаменте. Вокруг его выступов развиты отложения ятулийско-людиковийского возраста. В районе Оугокунпу (Финляндия) в этой части зоны отмечаются офиолиты, с которыми связаны сульфидные месторождения медно-никелевых руд.

Отложения флишоидной ладожской серии калевия, слагающие Балтийско-Рыбинский пояс в юго-восточной части, метаморфизованы в интервале от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений. В юго-восточной части гранито-гнейсы архея или отсутствуют, или перемещены в верхние горизонты и имеют отчетливые текто-

нические контакты со сланцами ладожской серии. Метаморфизм пород здесь достигает высокотемпературной амфиболитовой или локально развитой гранулитовой фации. Гнейсы интенсивно гранитизированы. Главные складчатые структуры имеют отчетливое северо-западное простирание.

Балтийско-Рыбинский пояс разбит поперечными субмеридиональными или северо-восточными разломами на отдельные опущенные или взброшенные фрагменты. Они отличаются глубиной эрозионного среза, различной мощностью и составом супракрустальных комплексов, степенью метаморфизма, насыщенностью магматическими телами. Количество гранитоидных интрузий возрастает от Ладожского озера к северо-западу, достигая максимального развития в Швеции. В том же направлении плагиограниты и диориты постепенно вытесняются калиевыми гранитами.

В юго-восточной части пояса, вероятно, вскрываются все более глубокие его срезы. Судя по геофизическим данным, он сложен архейскими гранулитовыми комплексами. Тем не менее, одной из скважин в районе г. Рыбинск вскрыты карбонатные породы, сопоставимые с ятулием Приладожья.

В последние годы большинство скандинавских и часть российских геологов рассматривают Балтийско-Рыбинский пояс как зону субдукции, по которой Свекофеннский океанический блок поддвинут или надвинут на Карельский континент [Козаков и др., 1996]. Однако юго-западный фланг пояса ограничен крутыми взбросами. Скорее всего, Балтийско-Рыбинский пояс является правосторонним сдвигом с элементами надвига (или поддвига) в северо-восточном направлении.

Волыно-Подольский пояс. Тянется в северо-восточном направлении от Карпат почти до Москвы, отделяя Воронежско-Украинский мегаблок от Белорусско-Прибалтийского блока. Пояс заложен на архейском фундаменте. В нем сохранились лишь небольшие блоки архейских гранулитов, преобладают свекофеннские биотит-амфиболовые гнейсы и мигматит-граниты. Наиболее активное развитие и окончательное оформление пояса произошло в раннепротерозойское время, когда он превратился в вулcano-плутоническую шовную структуру. Крупные, неправильной формы массивы гранитов и мигматит-гранитов занимают почти половину площади пояса. На территории Украинского щита их относят к осницкому комплексу, а в Белоруссии – к формации гранитоидов «пестрого» состава. Это сложное сочетание диоритов, гранодиоритов, биотит-амфиболовых и биотитовых порфировидных гранитов преимущественно натриевого ряда. С ними тесно связаны вулканы клесовской серии, относящиеся к базальт-андезит-риолитовой формации с резким преобладанием в ней кислых эффузивов. Возраст гранитоидов осницкого комплекса и эффузивов клесовской серии 1970–2020 млн лет. В том же поясе, а также на его флангах широко распространены небольшие интрузии норит-диоритовой формации, возраст которых также близок к 2000 млн лет.

К нижнему протерозою относятся отложения бобруйской серии – возрастной и формационный аналог пугачевской толщи УЩ. Вероятно, широкий интервал образования имеет пержанский метасоматический комплекс, с которым связаны редкометалльные метасоматиты северо-запада Украины. В геофизических полях Волыно-Подольский пояс выделяется не слишком уверенно. Сейсмические профили, пересекающие его, отсутствуют. Судя по геологическим и геохимическим данным, этот

вулканоплутонический пояс имеет коровое происхождение. В нем отсутствуют магматические формации мантийной природы. С этих позиций становится понятной литофильная геохимическая специализация Волюно-Полесского пояса, возникшего в зоне растяжения между двумя кратонизированными мегаблоками.

Московско-Мезенский и Рязано-Саратовский пояса. Оба пояса являются границами Волго-Уральского мегаблока (рис. 9, 10), перекрыты рифейскими авлакогенами, поэтому геологические материалы об их строении практически отсутствуют. Зато они пересечены рядом новых сейсмических профилей ГСЗ и обладают очень яркими геофизическими характеристиками, отчетливо выделяясь в гравимагнитных полях. Оба пояса имеют кулисообразное строение и разбиты на ряд поперечных фрагментов. Судя по уровню поля силы тяжести (40–80 мГал), сложены высокоплотными породами, обладающими, кроме того, и высокой магнитностью. Пояса ограничены глубинными разломами, проникающими в мантию. Эти разломы поло- го под углом около 45° падают в сторону Волго-Уральского мегаблока, иногда отмечается небольшой подъем поверхности М (рис. 6). При пересечении граничными разломами мантии в нижней коре фиксируется повышение V_p до 7,25–7,40 км/с. В ряде случаев вся нижняя кора представлена таким высокоскоростным мегаслоем. Петроплотностное моделирование также свидетельствует о повышенной плотности пород, слагающих оба пояса. Средняя плотность консолидированной коры составляет в них 2,95–2,96, а для нижней коры – 3,15–3,20 г/см. Геологическими и геофизическими аналогами подобных поясов являются высокobarические гранулиты Кольского полуострова (Лапландско-Кандалакшские гранулиты).

Вероятно, оба пояса оформились в раннем протерозое при движении Волго-Уральского мегаблока в западном направлении. Во фронтальной части этого колоссального клина образовались надвиги, где давление достигало 12–15 кбар. При этом архейские низкobarические гранулиты превратились в более плотные гранулит-эклогитовые породы, а в основании консолидированной коры – даже в эклогиты.

Таким образом, обзор материалов по межмегаблоковым поясам ВЕП свидетельствует об их различной природе и механизмах образования. Хотя заложение поясов произошло еще в архейскую эпоху, окончательное формирование, создавшее их современный облик, относится к концу раннего протерозоя (2000–1800 млн лет). Это наиболее мобильные долгоживущие структуры, которые во многом определили тектонический рисунок ВЕП в рифейский период ее развития.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ, СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Тимано-Печорская платформа*. Как геологические, так и геофизические данные позволяют разделить эпибайкальскую Тимано-Печорскую платформу на два блока I порядка – Ижма-Печорский и Хорейверский, границей которых является Колвинский авлакоген. Фундамент Хорейверского блока бурением не изучен, поэтому данные о его составе основаны исключительно на сейсмических материалах и

* Тимано-Печорская «платформа» – входящий угол, типичная ангулярная структура, вероятно, клинораздвигового типа. *Прим. зам. гл. редактора Л. И. Красного.*

выходах раннедокембрийских пород в срединных массивах Полярного Урала. Земная кора Хорейверского блока является фемической по составу, двухслойной корой волго-уральского типа с практически отсутствующим гранитным слоем. Тот же тип коры установлен по геофизическим данным в Предуральском предгорном прогибе. В Приполярном и южной части Полярного Урала в срединных массивах известны три сложодислоцированных раннепротерозойских метаморфических комплексов – няртинский, неркаюсский и хордьюский. Они сложены амфиболитами, клинопироксеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами в различной степени плагиомигматизированными. Породы интенсивно преобразованы наложенными процессами эклогитового и глаукофан-сланцевого метаморфизма и метасоматоза. Таким образом, фундамент Полярного Урала по своему составу вполне отвечает геофизическим характеристикам коры Хорейверского блока. Возраст фундамента древнее 1,7 млрд лет [Пыстин, 1991].

Фундамент Ижма-Печорского блока сложен дислоцированными и зонально метаморфизованными рифейскими образованиями. Это подтверждается как геофизическими, так и геологическими данными. Наиболее полно разрезы, тектоника, метаморфизм и формационный состав позднего докембрия фундамента изучены в Канино-Печорской и Кислоручейско-Вольской структурно-формационных зонах [Оловянишников, 1998]. Здесь выделены следующие формации (снизу вверх): карбонатно-сланцевая (микулкинская серия), глинисто-песчано-алевритовая (нижняя толща тархановской серии и румяничная свита барминской серии), глинистая темносланцевая, местами ассоциирующая с metabазальтовой (средняя толща тархановской серии и малочернецкая свита барминской серии), флишеидная псаммо-глинисто-алевритовая (верхняя толща тархановской серии и ямбозерская свита барминской серии), флишеидная (свита руч. Болванского), сланцево-песчанистая (янейская свита), карбонатно-терригенная (гнильская свита табуевской серии). Суммарная мощность рифея 8–11 км.

Породы рифея смяты в систему крутых веерообразных кливажных складок, опрокинутых (от хребта Канин Камень) на юго-запад и северо-восток. Зональный высокobarический региональный метаморфизм в целом возрастает на юго-восток от серицит-хлоритовой до эпидот-амфиболитовой субфации, достигая на юго-востоке п-ова Канин силлиманито-ортотлазовой субфации амфиболитовой фации [Казак и др., 1989]. Повышенный метаморфизм рифеид (до эпидот-амфиболитовой фации) установлен на Северном Тимане в районе Чешской губы и в ряде скважин, достигших фундамента в пределах Ижма-Печорского блока. Интрузивные породы представлены пегматитами, гранитами и сиенитами. Их возраст (K-Ar метод) колеблется от 550 до 680 млн лет, свидетельствуя, что время завершения главного этапа складчатости и метаморфизма относится к позднебайкальскому этапу, как и в других частях Тимано-Канино-Варангерского складчатого пояса. Формационный тип отложений среднего и верхнего рифея этого пояса свидетельствует об их миогеосинклинальном характере.

Скифская плита и Северный Кавказ. Раннедокембрийские породы в фундаменте Скифской плиты и Кавказа не установлены. Однако можно уверенно говорить о наличии здесь рифейских образований. Они распространены преимущественно

но в пределах горстантиклинория Главного хребта, в меньшей степени в грабен-синклинали Передового хребта, в Карачаево-Черкесском горст-антиклинории и в Предкавказье, вскрыты скважинами на Ставропольском поднятии. Сложная тектоника Кавказа и многократные проявления в этом регионе процессов регионального и контактового метаморфизма не позволяет провести надежной корреляции разрезов позднего докембрия друг с другом, тем более, что этот регион очень плохо охарактеризован современной изотопной хронометрией. Большинство имеющихся определений возраста не может считаться надежным. Верхний возрастной предел метаморфитов рифея определяется их перекрытием венд-кембрийскими образованиями. Наиболее древняя U-Pb изохронная датировка из мигматитов р. София $1237 \pm \pm 21$ млн лет. Самарий-неодимовый возраст гранит-порфиров 877 млн лет. Наиболее древние, калий-аргоновые, рубидий-стронциевые, термоионные свинцовые датировки укладываются в интервал 1300–550 млн лет, что может свидетельствовать о средне-верхнерифейском возрасте докембрийских образований Кавказа и Скифской плиты.

В пределах Скифской плиты развиты преимущественно терригенные формации, представленные хлорит-мусковит-кварцевыми, гранат-мусковит-кварцевыми, иногда с графитом, сланцами с прослоями гранат-биотитовых, биотит-роговообманковых сланцев. Очень редко встречаются амфиболиты. Максимальный метаморфизм достигает низкотемпературной амфиболитовой фации (андалузит-ставролит-кварцевые сланцы).

Иной тип разреза рифея представлен на Кавказе. Здесь сочетаются мощные метатерригенные пачки пород, преимущественно песчано-алевритового типа с редкими конгломератами, кварцитами и известняками, и терригенно-вулканогенные формации. Среди вулканитов резко преобладают базальтоиды, превращенные в амфиболиты и амфиболовые сланцы. Туфогенные породы также имеют основной состав. Вулканомиктовые породы порой составляют до половины общего разреза рифея. Терригенно-вулканогенные формации распространены, начиная с Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и района Кавказских Минеральных Вод. Здесь их метаморфизм не превышает уровня зеленосланцевой–низкотемпературной амфиболитовой фации. В Передовом хребте степень метаморфизма заметно возрастает. Здесь отмечаются гранатоподобные амфиболиты, гранат-слюдастые кристаллические сланцы и гнейсы, биотитовые плагиогнейсы и микрогнейсы. Таким образом, степень метаморфизма отвечает эпидот-амфиболитовой–низкотемпературной амфиболитовой фации.

В районе Главного хребта региональный метаморфизм повышается до высокотемпературной амфиболитовой фации, о чем свидетельствует появление гранат-силлиманитовых гнейсов и кристаллических сланцев, крупнозернистых амфиболитов и амфиболовых гнейсов, широкое развитие мигматизации, пегматитов. О типе фациальной серии метаморфизма говорить сложно, но, судя по наличию андалузита, силлиманита и отсутствию кианита, метаморфизм рифейских толщ проходил в условиях умеренных или даже низких давлений.

Итак, в рифейском фундаменте Скифской плиты и Северного Кавказа с севера на юг наблюдается закономерная смена формационных комплексов – от перикратонных (в обрамлении Ростовского выступа), через миогеосинклинальные (боль-

шая часть фундамента Скифской плиты), до эвгеосинклинальных (южнее широты Кавказских Минеральных Вод). В этом же направлении растет температура метаморфизма от низкотемпературной зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ

В основу тектонического районирования платформенных областей положены особенности строения земной коры и возраст фундамента; возрастом фундамента определяется и возрастной диапазон залегающих на нем вулканогенно-осадочных чехлов. Для древней ВЕП с эпикарельским фундаментом разрез чехла начинается с позднего протерозоя, для эпибайкальской Тимано-Печорской платформы – с раннего палеозоя (кембрия–ордовика), а для Скифско-Туранской с ранней юры–мела, причем положение нижней границы в разных частях структур имеет стратиграфически скользкий характер.

Рельеф поверхности фундамента, его современная структура отражают по существу суммарный эффект всех тектонических движений платформенного периода развития. Сложное внутреннее строение чехлов обусловило необходимость расчленения их на отдельные структурно-вещественные комплексы (СВК), отражающие изменения характера тектонических движений в различные периоды образования платформ.

Геологический материал, накопленный за последние три десятилетия, позволил установить существенные изменения в формах, размерах и положении структур внутри самого платформенного чехла.

В данной работе используется принцип районирования расслоенной модели осадочного чехла, основанный на выделении тектонических структур, структурных этажей, ярусов, подъярусов [Тектоника, 1968; Спижарский, Кириков, 1975; Драгунов, 1990; Малич и др., 1996; Кириков и др., 1997]. Такой подход к районированию способствует проведению региональных геодинамических реконструкций, являясь составной, основополагающей частью схемы выделения осадочных палеобассейнов, предложенной С. И. Романовским [Литогеодинамика..., 1998]. Ниже будут рассмотрены в возрастной последовательности области платформенного развития и складчатые системы, их обрамляющие.

До сих пор отсутствует единство в определении основных понятий формационного анализа и разработке формационной систематики и номенклатуры. Не имея возможности останавливаться на рассмотрении всех существующих подходов, следует отметить, что в данной работе в основном учтены разработки исследователей, создавших основы структурно-формационного анализа (С. Н. Бубнов, Н. С. Шатский, Н. Б. Воссоевич, Н. П. Херасков, В. Е. Хаин, В. И. Попов, М. В. Муратов, В. М. Цейслер, В. И. Драгунов, Н. С. Малич, В. Н. Шванов и др.) Использованы также методические приемы, разработанные во ВСЕГЕИ при проведении сравнительного анализа геологического строения Русской и Сибирской платформ [Малич, Гринсон, Кириков и др., 1996].

Вертикальные ряды формаций и их семейств характеризуют различные стадии тектоно-седиментационных циклов. Вопросы стадийности тектоно-седиментационных циклов и описание характеризующих их формаций ВЕП нашли отражение в ряде монографий [Иголкина, Кириков, Кочин и др., 1981; Геол. строение. Т. 1, 1985; Малич и др., 1997] и др.



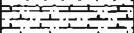



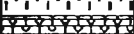

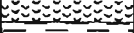
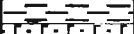
В основу систематики СВК положено пространственное соотношение типовых структурно-формационных комплексов (СФК). Последние, являющиеся частью структурного яруса (СЯ), характеризуются одной формацией, чаще группой формаций сходного состава и различаются по вещественным и морфологическим признакам.

По вещественному составу и ассоциациям групп формаций выделяются следующие типы СФК: осадочный, вулканогенно-осадочный, вулканогенный (табл. 3).

В зависимости от особенностей тектонического режима выделяются таксономические подразделения структур высшего ранга – классы. В условиях платформенного режима к ним относятся плитный, представленный структурными формами – синеклизами, антеклизмами, моноклизами, впадинами, прогибами и т. д.: авлакогенный, объединяющий грабенообразные структуры разной морфологии; рифтогенный – линейменты большой протяженности, характеризующиеся спецификой строения земной коры и магматизма; переходный от платформенных к складчатым областям – пограничные или краевые системы (краевые и перикратонные прогибы) (табл. 3). Объемные соотношения выделенных структурно-формационных подразделений изображаются изопакитами.

Таблица 3

СИСТЕМАТИКА СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ (СФК)

Номер СФК	СФК и их обозначения на структурно-формационных схемах		Тип СФК	Класс структур			
1	Терригенных сероцветных		Осадочный	Р – плитный	R – рифтогенный	А – авлакогенный	Пограничные (краевые) системы: Per – перикратонные прогибы, Ms – краевые прогибы
2	Терригенных красноцветных						
3	Карбонатно-терригенных						
4	Терригенно-карбонатных						
5	Карбонатных						
6	Кремнистых						
7	Сульфатно-карбонатных						
8	Соленосных						
9	Угленосных						
10	Туфогенно-терригенных		Вулк.-осад.				
11	Основных	ВО	Магмато- генный				
12	Щелочно-основных	ВЩ-О					
13	Щелочно-ультраосновных	ВЩ-У					
14	Щелочных	ВЩ					
15	Кислых	ВК					
	Тектонический режим			Платформенный	Переход- ный		

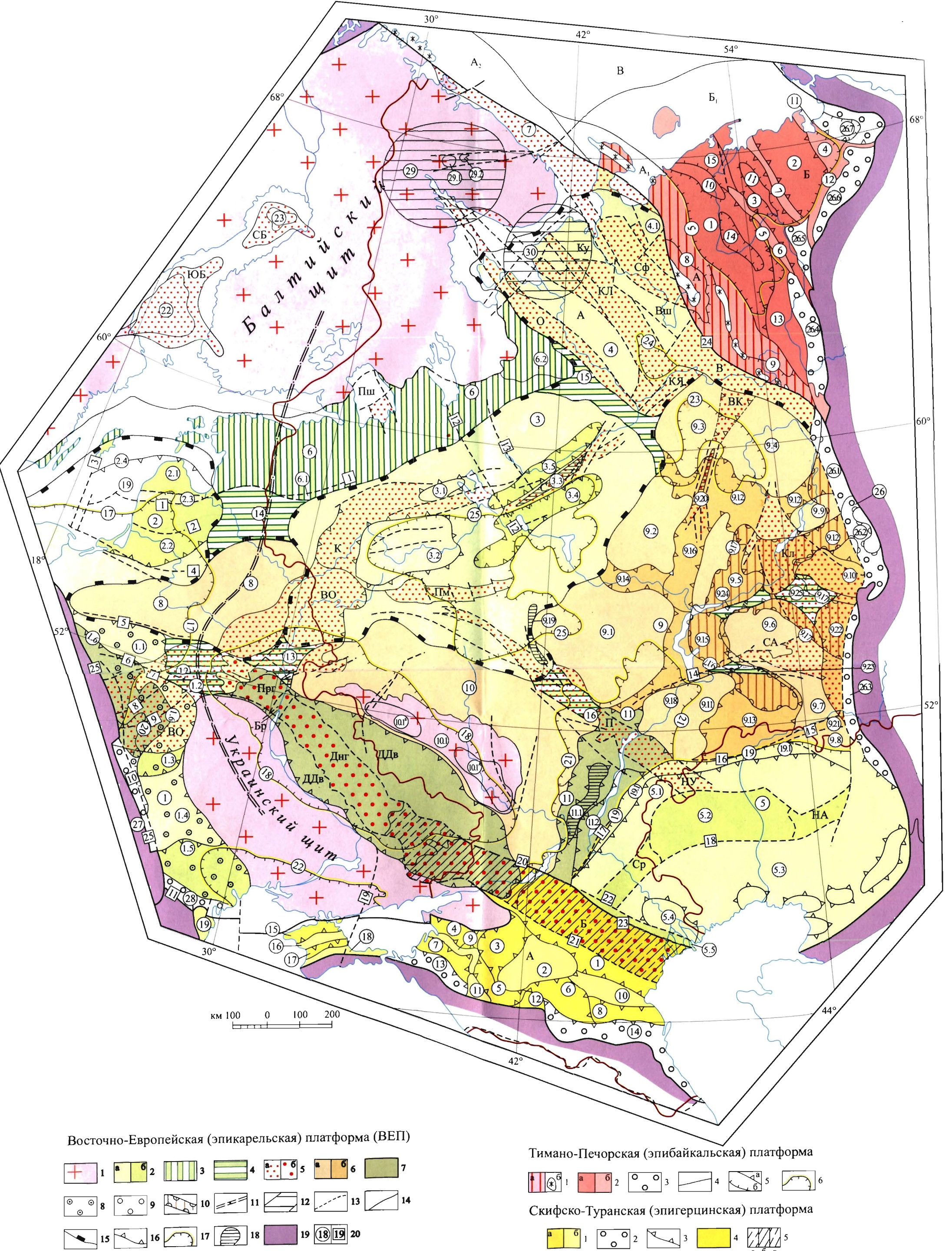


Рис. 11. Схема тектонического районирования платформенных областей Восточной Европы (сост. В. П. Кириков)

Восточно-Европейская (эпикарельская) платформа (ВЕП). 1 – щиты; Русская плита; 2 – синеклизы, погребенные впадины (а), осложняющие их прогибы (б), 3 – моноклинали, 4 – седловины; 5 – авлакогены: впадины рифейские (а), рифтовая палеозойская система (б), 6 – антеклизы, своды (а) разделяющие их прогибы (б); средне-позднепалеозойские структуры: 7 – впадины, прогибы; краевые системы: 8 – перикратонные прогибы, 9 – краевые прогибы; 10 – Камско-Кинельская система некомпенсированных прогибов (ККСП); 11 – осевая линия западной субмеридиональной зоны поднятий, 12 – зоны палеозойской тектоно-магматической активизации, 13 – структурообразующие разломы; границы: 14 – платформ и складчатых систем, 15 – синеклиз, 16 – впадин, прогибов, выступов и др., 17 – границы мезозойско-кайнозойских наложенных и частично унаследованных структур (синеклиз, прогибов); прочие обозначения: 18 – инверсионные структуры, 19 – обрамляющие складчатые системы, 20 – номера: структур (а), разломов (б).

Тимано-Печорская (эпибайкальская) платформа. 1 – кражи, антеклизы (а), выходы складчатого основания на поверхность (б); плита: 2 – синеклиза, впадины, прогибы (а), поднятия, мегавалы (б), 3 – краевой прогиб, 4 – границы надпорядковых структур, 5 – границы структур I и II порядков, впадин прогибов (а), поднятий, мегавалов (б), 6 – наложенной Печорской синеклизы. **Скифско-Туранская (эпигерцинская) платформа.** 1 – Скифская плита (А); прогибы, впадины (а), своды, поднятия (б); 2 – краевые прогибы, 3 – границы структур, 4 – Донецко-Мангышлакская складчатая зона, 5 – зона перехода складчатых структур в платформенные (а), Донбасс (б), вал Карпинского (в).

Восточно-Европейская (эпикарельская) платформа (ВЕП)

Авлакогены рифейские: К – Крестецкий, С – Солигаличский, КЯ – Котлас-Яренский, П – Пачелмский, ВК – Вятско-Кажимский, СА – Сергиевско-Абдулинский, Кл – Калтасинский, Ср – Сарпинский, НУ – Ново-Узенский, НА – Ново-Алексеевский, Пм – Подмошновский, Пш – Пашинский, О – Онежский, КЛ – Керещко-Лешуконский; **разделяющие их выступы:** А – Архангельский, Ку – Кулойский, Вш – Вашкинский; **впадины (рифейские):** ВО – Волинно-Оршанская, ЮБ – Южно-Ботничская, СБ – Северо-Ботничская; **перикратонные прогибы:** Сф – Сафоновский, В – Вычегодский; **рифтовая палеозойская система:** Припятско-Донецко-Мангышлакская, Припятско-Донецкая часть: Припятский грабен (Пр.г), Днепровский грабен (Дн.г), Брагинский выступ (Б.р.), Днепровско-Донецкая впадина (ДДв); **перикратонные прогибы:** 1 – Висляско-Днестровский; 1.1 – Подляско-Брестская впадина, 1.2 – Ратновский выступ, 1.3 – Волинская впадина, 1.4 – Северо-Молдавское поднятие, 1.5 – стонская, 2.2 – Литовская, 2.3 – Л. Кишиневский прогиб (Молдавская моноклинали); 1.6 – Львовско-Люблинский прогиб (наложенный); **синеклизы:** 2 – Балтийская; **впадины:** 2.1 – Энепайско-Салдуский выступ; 2.4 – Литовско-Латвийская впадина, 3 – Московская; **выступы:** 3.1 – Пестовский, 3.2 – Нелидово-Торжокский; 3.3 – Рыбинско-Сухонский инверсионный мегавал и сопряженные с ним прогибы: 3.4 – Ярославско-Галичский, 3.5 – Грязовецко-Тарногский; 4 – Мезенская, 4.1 – Пёшская впадина; 5 – Прикаспийская впадина: 5.1 – Заволжско-Увинская тектоническая ступень, 5.2 – Центрально-Прикаспийский прогиб; 5.3 – Актюбинско-Астраханская зона поднятий, 5.4 – Астраханский свод, 5.5 – Каракульско-Смушковская зона дислокаций; **моноклинали:** 6 – Прибалтийско-Ладожская, 6.1 – Валмиерско-Локновское поднятие, 6.2 – выступ Ветреного Пояса; 7 – Кольско-Колгуевская моноклинали; **антеклизы:** 8 – Мазурско-Белорусская; 9 – Волго-Уральская; **своды:** 9.1 – Токмовский, 9.2 – Котельничский, 9.3 – Сыктывкарский, 9.4 – Коми-Пермяцкий, 9.5 – Северо-Татарский, 9.6 – Южно-Татарский, 9.7 – Оренбургский, 9.8 – Соль-Илецкий, 9.9 – Пермский, 9.10 – Башкирский, 9.11 – Жигулевско-Пугачевский; **впадины, прогибы:** 9.12 – Верхнекамская, 9.13 – Бузулукская, 9.14 – Ветлужская, 9.15 – Мелекесская, 9.16 – Казанско-Кажимский, 9.17 – Камско-Кинельская система прогибов (ККСП); **мегавалы:** 9.18 – Жигулевский, 9.19 – Окско-Цнинский, 9.20 – Вятский, 9.21 – Оренбургский грабен, 9.22 – Салмышская впадина; **седловины:** 9.23 – Сокская, 9.24 – Сарайлинская, 9.25 – Бирская; 10 – Воронежская; **своды:** 10.1 – сводовая часть со снятым чехлом мощностью 250 метров: 10.1.а – Павловский, 10.1.б – Щигровский; 11 – Нижневолжский прогиб: 11.1 – Уметовско-Линевская впадина, 11.2 – Доно-Медведицкие дислокации; **седловины:** 12 – Полесская, 13 – Жлобинская, 14 – Латвийская, 15 – Сухонская, 16 – Рязано-Сердобская; наложенные и унаследованные мезо-кайнозойские структуры чехла: **синеклизы:** 17 – Польско-Литовская; 18 – Украинская, 19 – Прикаспийская, 19.1 – Волгоградско-Оренбургская зона поднятий; **прогибы:** 20 – Стрыйский, 21 – Ульяновско-Саратовский; **впадины:** 22 – Причерноморская, 23 – Вятско-Камская, 24 – Вашская, 25 – Московская; **краевые системы:** 26 – Предуральский прогиб; **впадины:** 26.1 – Соликамская, 26.2 – Юрюзано-Сылвенская, 26.3 – Бельская; на Печорской плите: 26.4 – Верхнепечорская, 26.5 – Большесынинская, 26.6 – Косью-Роговская, 26.7 – Коротанхинская; 27 – Предкарпатский, 28 – Предобружский; **зоны тектоно-магматической активизации:** палеозойские: 29 – Кольско-Беломорская; **массивы:** 29.1 – Хибинский, 29.2 – Ловозерский; 30 – Архангельская. **Важнейшие региональные разломы:** 1 – Лиенпайско-Псковский, 2 – Лэбско-Самбийский, 3 – Розове, 4 – Тельпайский, 5 – Свислочский, 6 – Северо-Ратновский, 7 – Южно-Ратновский, 8 – Владимиро-Волынский, 9 – Ровенский, 10 – Рава-Русский, 11 – Устилуг-Рогатинский, 12 – Рыбинский, 13 – Вологодский, 14 – Жигулевский, 15 – Оренбургский, 16 – Жадовский, 17 – Волгоградский, 18 – Центрально-Каспийский, 19 – Орехово-Павлоградский, 20 – Северо-Донецкий, 21 – Манычский, 22 – Каракульский, 23 – Астраханский, 24 – Тиманский, 25 – шовная зона Торнквиста-Тейссейре.

Тимано-Печорская (эпибайкальская) платформа (ТПП)

А – Тиманское поднятие, А – Канино-Баренцевоморская антеклиза; А – Кольская моноклинали; Б – Печорская плита (Б, на прилегающей части шельфа); **мегавпадина:** 1 – Ижма-Печорская; 2 – Хорейвергская впадина (Большеземельский палеосвод), 3 – Денисовский прогиб (Печеро-Колвинский авлакоген), 4 – Варандей-Адзьвинская структурная зона, 5 – наложенная Печорская синеклиза; **мегавалы:** 6 – Печоро-Кожвинский, 7 – Колвинский; **валы:** 8 – Четласко-Цильменский, 9 – Восточно-Тиманский; 10 – Седухинский, 11 – Лайский; **поднятия:** 12 – Чернышева, 13 – Омра-Лузское; 14 – Ижемская впадина; 15 – Малоземельско-Колгуевская моноклинали; В – Баренцевоморская плита (Южно-Баренцевская синеклиза).

Предуральский краевой прогиб (см. ВЕП № 26, 4-7).

Скифско-Туранская (эпигерцинская) платформа

А – Скифская плита: 1 – Манычский прогиб, 2 – Ставропольское поднятие, 3 – Западно-Ставропольский прогиб; **впадины:** 4 – Ирклиевская, 5 – Восточно-Кубанская, 6 – Восточно-Ставропольская; **ступени:** 7 – Тимашевская, 8 – Ногайская; **системы поднятий:** 9 – Каневско-Березанская, 10 – Прикумская; **выступы:** 11 – Адыгейский, 12 – Минераловодский; **передовые (краевые) прогибы:** 13 – Западно (Индоло)-Кубанский, 14 – Терско-Каспийский; 15 – Сивашский грабен; 16 – Новоселовское поднятие; 17 – Альминская впадина; 18 – Симферопольское поднятие; 19 – Килийское поднятие. Б – Доно-Мангышлакская складчатая система.

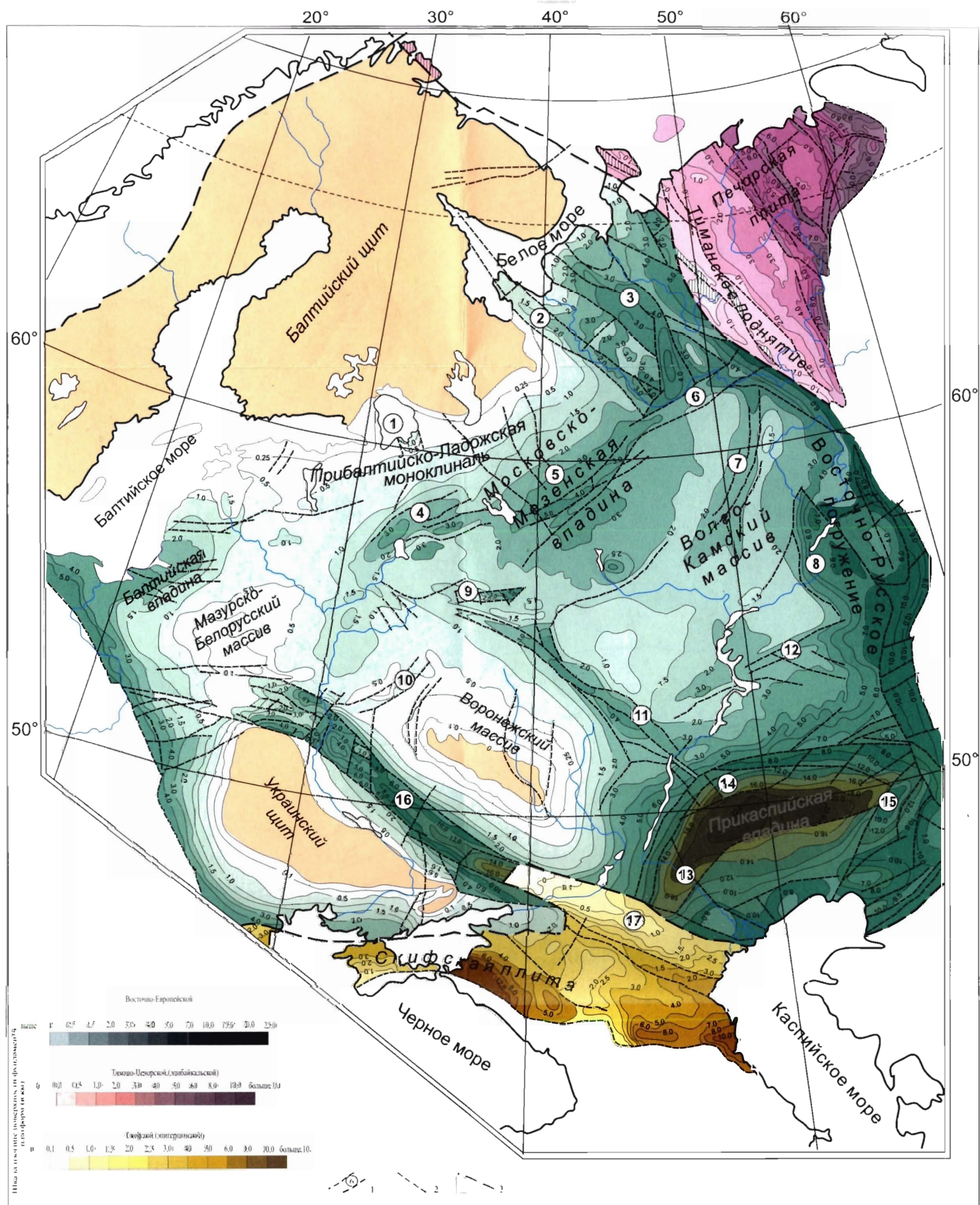


Рис. 12. Схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента платформ (сост. В.П. Кириков)
 1 – авлакогены и их номера в кружках (1 – Пашский, 2 – Онежско-Тойменский, 3 – Керещко-Лешуконский, 3а – Сафоновский, 4 – Крестецкий, 5 – Солигаличский, 6 – Котлас-Яренский, 7 – Вятско-Кажимский, 8 – Калталинский, 9 – Подмосковский, 10 – Клиновский, 11 – Пачелмский, 12 – Сергиевско-Абдулинский, 13 – Сарпинский, 14 – Новоузенский, 15 – Ново-Алексеевский, 16 – Припятско-Донецкий рифт, 17 – вал Карпинского); 2 – разрывные нарушения; 3 – границы платформ

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (ВЕП)

ВЕП является типичным регионом, сформировавшимся в условиях платформенного тектонического режима, характеризующегося сравнительно небольшими скоростями движений и амплитудой перемещения блоков. Схема тектонического районирования (рис. 11) отражает не только структуру верхних горизонтов чехла, но и погребенных тектонических элементов, как правило, связанных со структурой поверхности фундамента. Положение их границ в значительной мере условно, а очертания характеризуют части бывших бассейнов седиментации, сохранившиеся от размывов в периоды перестройки структурных планов.

ВЕП со всех сторон обрамлена разновозрастными складчатыми системами и плитами (молодыми платформами), отделенными от нее чаще всего разломами глубокого заложения. На северо-западе она проходит за пределами России вдоль побережья Норвежского моря по надвигу складчатой системы скандинавских каледонид, а на севере и северо-востоке – байкалитид (тиманид), слагающих основание Баренцовоморской и Тимано-Печорской платформ.

На основании новейших геофизических исследований в акватории арктических морей и данных бурения на их шельфах, граница ВЕП и Западно-Арктической платформы проходит по зоне глубинных разломов через острова Варангер и Рыбачий к юго-востоку, вдоль Балтийского щита и далее через п-ов Канин по юго-западному обрамлению Тиманского кряжа, сопровождаясь рядом флексур и надвигов, до Полюдова камня. От последнего граница ВЕП резко поворачивает на юг и, не имея четких разломных ограничений, проводится по каменноугольным передовым складкам Урала [Спижарский, Кириков, 1975], что отвечает в настоящее время мнению большинства исследователей.

В пределах Среднего и Южного Урала, судя по геофизическим данным, непереработанный дорифейский фундамент платформы перекрыт надвинутыми складчатыми палеозойскими образованиями Урала на 50–100 км. От Актюбинского Предураля граница платформы поворачивает на юго-запад, вдоль разломов Южно-Эмбинского поднятия на дельту р. Волга. Существует мнение (Н. В. Неволин, В. С. Журавлев, О. А. Кондияйн и др.), что юго-восточная граница платформы проходит значительно севернее, по Центрально-Каспийскому разлому, пересекая по диагонали Прикаспийскую впадину, и определяется наличием к югу от нее эпибайкальской Уфимско-Астраханской складчатой зоны [Кондияйн, 1992; Неволин (ред.), 1988].

От дельты р. Волга граница платформы проходит на северо-запад, приблизительно до широты г. Донецк, вдоль линии, разделяющей магнитные поля различного характера (линейное в пределах Доно-Мангышлакской складчатой системы – «вала Карпинского» и мозаичное в пределах платформы). На всем этом протяжении граница фиксируется по геофизическим данным, подтвержденным результатами бурения. Резкие гравитационные ступени, обусловленные глубинными разломами, отражают уступы в рельефе фундамента (Донбасско-Астраханская покровно-надвиговая зона). Глубинные разломы отделяют платформенные структуры с эпикарельским

фундаментом от дислоцированных образований палеозойской складчатой системы (вала Карпинского), относимой большинством исследователей к фундаменту Скифской плиты. Граница ВЕП и эпипалеозойской платформы в пределах Припятско-Донско-Мангышлакской рифтовой системы из-за нечеткости своего выражения является спорной и на разных тектонических картах проводится по-разному.

Линейные складки Донбасса сменяются к западу брахиантклиналями и куполами Днепровско-Донецкой впадины, граница с которой является и границей ВЕП. Одни исследователи проводят ее по Волновахско-Чернухинскому разлому, другие – по западной границе зоны поперечных дислокаций, совпадающей с границей распространения триасовых отложений [Кабышев и др., 1999]. Условность этой границы позволяет считать более обоснованным выделение здесь переходной зоны, вслед за М. В. Чирвинской и В. Б. Соллогубом [1980], или зоны сочленения между складчатым Донбассом и ВЕП (рис. 11). От этой зоны граница ВЕП со Скифской плитой, огибая Ростовский выступ фундамента, прослеживается через северную часть Азовского моря на запад и по Северо-Крымскому разлому уходит к южному окончанию Каркинитского залива Черного моря и низовьям Дуная, вдоль поднятия Добруджа*, и далее на северо-запад в сторону Предкарпатского прогиба. Здесь платформа граничит с Карпатской складчатой системой по глубинному разлому, разделяющему внутреннюю и внешнюю зоны Предкарпатского краевого прогиба. Далее граница проходит по Рава-Русскому разлому, а затем зоне глубинных разломов, отвечающих так называемой линии Торнквиста–Тессейре, отделяющей ее от складчатых рифейских образований. Последние составляют основание Датско-Польского прогиба, имеющего, по-видимому, рифтогенную природу, и подвергались в дальнейшем каледонской, герцинской складчатостям и инверсии. Прослеживающийся на северо-запад через территорию Польши этот прогиб проходит через о. Рюген в Северное море, где и замыкается контур древней платформы вновь в зоне скандинавских каледонид.

К платформенным структурам относятся структурные формы поверхности фундамента и формы осадочного чехла, которые генетически и пространственно тесно связаны. Выражается это в том, что в большинстве случаев формы чехла наследуют при своем формировании структуру поверхности фундамента. Рельеф кристаллического фундамента является одним из важнейших элементов современной структуры платформы (рис. 12). По мере поступления нового геолого-геофизического материала структура его поверхности представляется все более и более сложной. В целом для нее характерны большая амплитуда и местами резкие изменения абсолютных отметок, свидетельствующие о значительной расчлененности его рельефа. Глубина залегания поверхности дорифейского фундамента изменяется в широких пределах, от +300–800 м (на щитах) до 3–4 км (на плите), местами 12–15 (краевые и перикратонные прогибы) и даже 22 км (Прикаспийская впадина).

Основными элементами рельефа фундамента (в пределах плиты) являются обширные поднятия, депрессии и узкие протяженные грабены, а также склоны, обращенные

* По мнению Р. Г. Гарецкого и др. (1981), граница проходит к северу от Преддобруджского прогиба.

в сторону прилежащих складчатых систем. Поднятия представляют собой массивы, составляющие основание антеклиз (Воронежской, Мазурско-Белорусской, Волго-Уральской) и щиты (Балтийский и Украинский); депрессии – синеклизы Балтийскую, Московскую, Прикаспийскую; авлакогены, являющиеся погребенными структурами, часто расположенными в основании синеклиз – Средне-Русские (Крестецкий, Солигаличский) – Подмосковский, Пачелмский, Вятско-Кажимский, Сергиевско-Абдулинский, Калтасинский и др. и Припятско-Дона-Мангышлакская рифтовая система. К наложенным молодым структурам чехла относятся Польско-Литовская, Украинская синеклизы и Ульяновско-Саратовский прогиб (рис. 11).

К склонам платформы, часто ступенчатым, приурочены перикратонные (Вислянско-Днестровский, Камско-Бельский) и краевые прогибы (Предуральский, Предкарпатский). На фоне крупных структур выделяется обычно много мелких, в частности тектоно-седиментационных (Камско-Кинельская система прогибов), инверсионных (Рыбинско-Сухонский, Вятский, Дона-Медведицкий валы и др.), а также локальных структур различного генезиса, в том числе и соленосных, образующих местами целые области солянокупольных структур (Припятско-Днепровскую, Прикаспийскую).

Многочисленные разрывные нарушения, в том числе и глубокого заложения, создают сложноблоковую структуру поверхности фундамента. Они представляют собой преимущественно сбросы с разной амплитудой (от первых десятков до сотен метров). На отдельных участках глубинных разломов амплитуда смещения местами достигает 2–3 км и более. Разломы чаще всего ограничивают и основные структурные элементы платформы.

Субгоризонтально залегающий чехол (в разных структурах разными своими горизонтами) на породах фундамента, характеризуется резкодифференцированными значениями мощностей – от нескольких десятков до 10–12 м, а местами 22 км. Наибольшие мощности осадочного чехла фиксируются на участках распространения рифейских образований, выполняющих авлакогены, грабены и впадины, где она достигает 3–4 км, составляя в среднем 1,5–2 км и в областях перикратонных погружений – 8–11 км. Плитная часть осадочного чехла, как правило, не превышает 2–2,5 км. Исключение составляют краевые системы, где мощность достигает 3–4 км.

Сложное внутреннее строение чехла обусловлено многочисленными поверхностными страгиграфическими и структурными несогласиями, важнейшими из которых, связанными с перестройками структурных планов, являются предверхневендская, предсреднекембрийская, предэйфельская, предмская, предверхневизейская, предсреднеюрская и предверхнеальбская (предверхнемеловая), расчленяющие осадочный чехол на структурные ярусы и отвечающие им СВК* (табл. 4). Они характеризуются закономерной сменой вертикальных рядов формаций, имеющих разную полноту разреза в зависимости от особенностей развития конкретной территории (структуры) и разной глубины эрозионного среза.

* Здесь термин СВК используется как термин свободного пользования, а далее в работе выделяется в ранге СФК.

ВОЗРАСТНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ
(сост. В. П. Кириков)

Геотектонический режим		Возрастные структурные подразделения				Стадийные подразделения
Наименование режима	Стадии режима	Структурные этажи (СЭ)	Структурные подэтажи (СПЭ)	Структурные ярусы (СЯ) и их возрастные интервалы	Структурные подъярусы (СПЯ) и их возрастные интервалы	Этапы, подэтапы
Платформенный	П л и т н а я	Верхневендско-неогеновый (V_2-N)	Среднетриас-неогеновый (T_2-N)	Альпийский (верхнемеловой–неогеновый, K_2-N)	$N_1^2-N_2$	Поздне-альпийский
					$K_2-N_1^1$	Раннеальпийский
				Киммерийский (средний триас (средняя юра)–нижний мел, $T_2 (J_2)-K_1$)	J_2-K_1	Поздне-киммерийский
			Верхневендско-нижнетриасовый (V_2-T_1)		T_2-J_1	Раннекиммерийский
				Верхнегерцинский (верхневизейский–нижнетриасовый $C_1v_2-T_1$)	$P_{1ar_2}-T_1$	Поздне-герцинский
				Нижнегерцинский (нижнедевонский (пражский) – нижневизейский, $D_{1pr}-C_1v_1$)	$C_1v_2-P_{1ar_1}$	
					$D_3f_2-C_1v_1$	Раннегерцинский
				Каледонский (нижнекембрийский (атдабанский)–нижнедевонский (лохков), $E_{1a}-D_1l$)	$D_{1pr}-D_3f_1$	
					O_1-D_1l	Поздне-каледонский
					$E_{1at}-E_3$	Раннекаледонский
				Верхнебайкальский (верхневендско-нижнекембрийский (томмотский), V_2-C_{1t})		Поздне-байкальский
		Рифейский–нижневендский ($R-V_1$)	Среднерифейский–нижневендский	Нижнебайкальский (среднерифейский–нижневендский, R_2-V_1)		Раннебайкальский
			Нижнерифейский	Бурзянский (нижнерифейский, R_1)		Готский (бурзянский)

По особенностям строения структурных форм и типу слагающих их формаций в осадочном чехле выделяются два структурных этажа (СЭ), отвечающих двум основным периодам формирования осадочного чехла в условиях платформенного тектонического режима. Нижний этаж – рифей-нижневендский ($R-V_1$), характеризующийся наличием линейных структур – авлакогенов, грабенов различного строения (глубины, размеров и т. д.) и прогибов, выполненных преимущественно терригенными и вулканогенными формациями, и верхний этаж – верхневенд-неогеновый (V_2-N), подразделяющийся на два подэтажа (СПЭ): нижний – верхневенд-нижнетриасовый (нижнеюрский) и верхний – среднеюрско-неогеновый. Верхний этаж почти полностью перекрывает нижний и характеризуется крупнейшими надпорядковыми структурными формами – синеклизами, антеклизами, впадинами, прогибами, выполненными мощными формациями большого разнообразия генетических типов, включая хемогенные, органогенные, угленосные, вулканогенные. Каждый из СЭ и СПЭ подразделяется на структурные ярусы (СЯ) и подъярусы (СПЯ), отвечающие этапам и стадиям тектонического развития (табл. 4). Такой подход к районированию осадочного чехла повышает объективность его металлогенических построений [Кириков и др., 1992; Кириков, Старицкий, 1998].

Методика прослеживания платформенных в СЯ и их структурных форм в разрезе осадочного чехла заключается в сравнении их морфологических особенностей – размеров, простираения и объемов, а также характера изменения состава и мощностей формаций, слагающих эти возрастные структурные подразделения.

Для каждого СЯ составлены карты (схемы), на которых показаны их мощности в изопакхитах и слагающие их формации, выходящие на поверхность соответствующего среза. Исключением является рис. 13, который представляет собой схему расположения структур рифей-нижневендского СЭ.

Рифейско-нижневендский структурный этаж

Рифейско-нижневендский структурный этаж на ВЕП приурочен к различным по форме и размерам областям седиментации, осложняющим рельеф поверхности фундамента. По особенностям тектонического строения структурный этаж разделяется на два структурных подэтажа: бурзянский (готский) и нижнебайкальский, каждому из которых отвечает соответствующий структурный ярус.

Нижнерифейский (бурзянский) структурный подэтаж

Нижнерифейский СЯ распространен на востоке ВЕП в Калтасинском прогибе, а также на западе ее – на Балтийском щите и в Оршанском прогибе.

Калтасинский прогиб (рис. 13). Эта структура была выделена В. Д. Наливкиным с соавторами [Наливкин и др., 1964] под названием Калтасинский авлакоген. Более поздние исследования [Геол. строение..., 1985] показали, что она представляет собой прогиб синклинального типа с выходящими на довендскую поверхность в краевых зонах древними отложениями, которые к центру сменяются более молодыми. Прогиб имеет ось северо-западного простираения; на северо-западе он замыкает-

ся в верховьях р. Кама, а на юго-востоке фрагменты выполняющих его толщ обнажены в Башкирском антиклинории на Южном Урале. На основании непосредственной корреляции разрезов бурзяния Башкирского антиклинория и древних толщ Калтасинского прогиба установлен раннерифейский возраст последних и соответственно раннерифейский возраст заложения самого прогиба [Геол. строение..., 1985].

Нижнерифейский СЯ Калтасинского прогиба образует крупный седиментационный цикл. В его основании залегает карачевская серия (более 970 м) [Стратигр. схема..., 2000], вскрытая скважинами в обрамлении прогиба и в ответвляющихся от него грабенах и представленная песчаниками, иногда кварцитовидными, гравелитами с прослоями конгломератов и аргиллитов (рис. 14). Эти породы являются продуктами размыва подстилающих гранитоидов кристаллического фундамента. Залегающая выше карачевской кырпинская серия делится на две подсерии. Нижняя – прикамская (до 1860 м) сложена чередующимися толщами и пачками песчаников и алевролитов. Завершающая разрез нижнерифейского СЯ орьбашская подсерия распространена в центральной части Калтасинского прогиба и представлена мощным (свыше 4000 м ?) комплексом доломитов и черных, иногда углистых аргиллитов.

На разных уровнях нижнерифейский СЯ прорван интрузивными телами долеритовых порфиритов и габбро-долеритов. Для последних калий-аргоновым методом определен возраст 1310–1377 млн лет [Стратигр. схема..., 2000].

На южном склоне Балтийского щита к нижнерифейскому СЯ относятся образования хогландия, слагающие о. Гогланд в Финском заливе. Детальное исследование хогландия проведено в последние годы Ю. Б. Богдановым; по его материалам получены радиологические датировки уран-свинцовым изохронным методом 1638 и 1640 млн лет, что соответствует нижнему рифею общей шкалы докембрия. В составе структурного яруса здесь обособляются три толщи: нижняя кварцит-конгломератовая, средняя, представленная туфами и лавобрекчиями лабрадорowych порфиритов и лав основного состава, и верхняя – лабрадоровые сиенит-порфиры и кварцевые порфиры. Хогландий метаморфизован до низких ступеней зеленосланцевой фации. Видимая мощность хогландия 200 м.

К нижнему рифею, по данным Ю. Б. Богданова, относятся приозерская и салминская свиты *Ладожского прогиба* в южной части Балтийского щита (рис. 13, 14, 7). Приозерская свита (по геофизическим данным мощность до 2 км) распространена в пределах всей акватории Ладожского озера, кроме ее северной части, и на небольших площадях на его побережье и слагается аркозовыми песчаниками и конгломератами. Салминская свита (до 370 м) представлена в нижней части потоками долеритов, базальтовых порфиритов, туфами и разнообразными песчаниками, а в верхней – песчаниками и черными аргиллитами с миллиметровыми прослоями доломитов. Среди базальтовых порфиритов нижней части свиты также встречены отдельные пропластки мощностью до 10 см крупнокристаллических доломитов. Завершает разрез рифея Онежско-Ладожского перешейка Валаамский силл (150 м) габбро-диабазов, диабазов и долеритов, вскрытый скважинами в районе пос. Салми и образующий острова Валаамского архипелага в Ладожском озере.

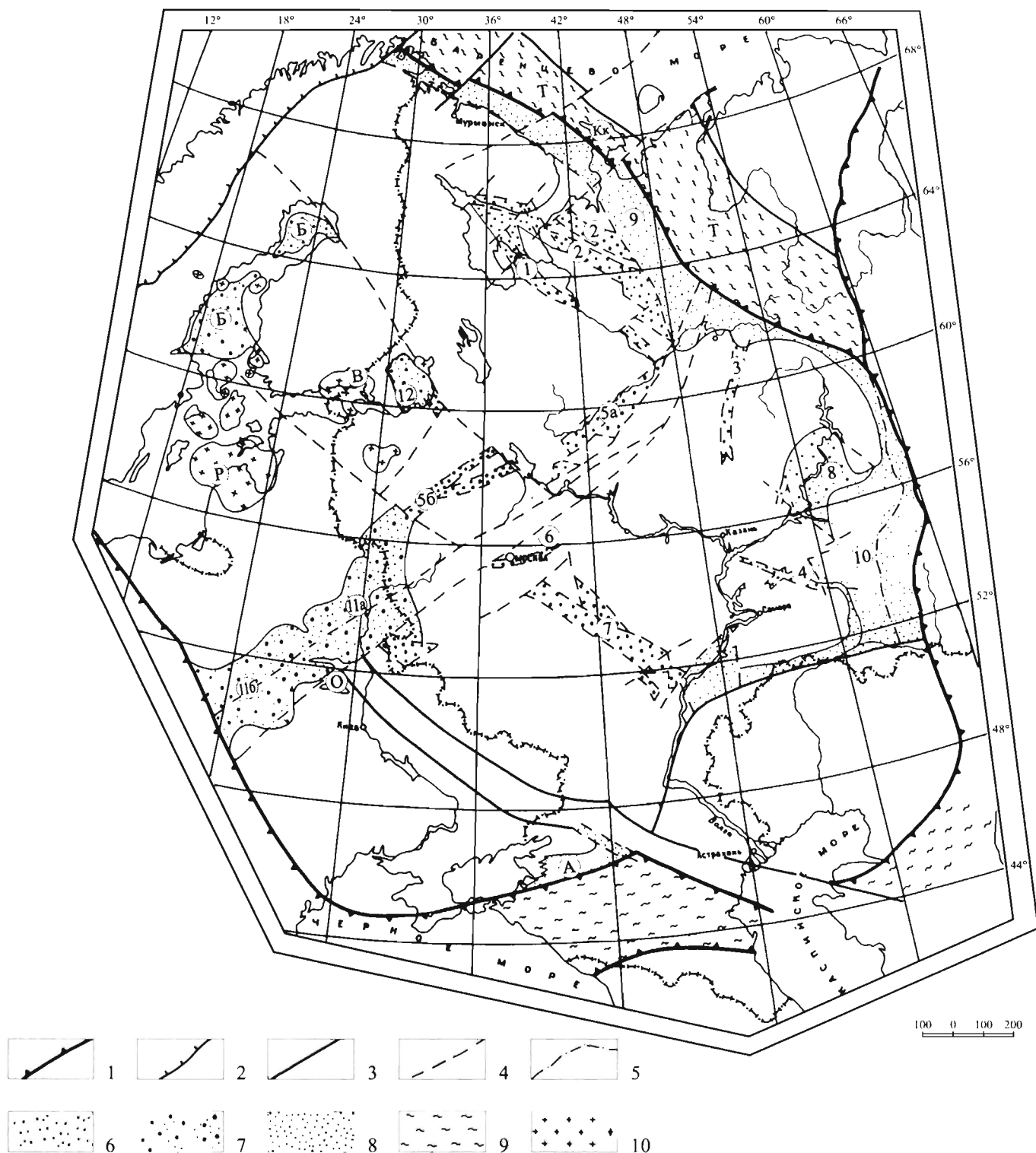


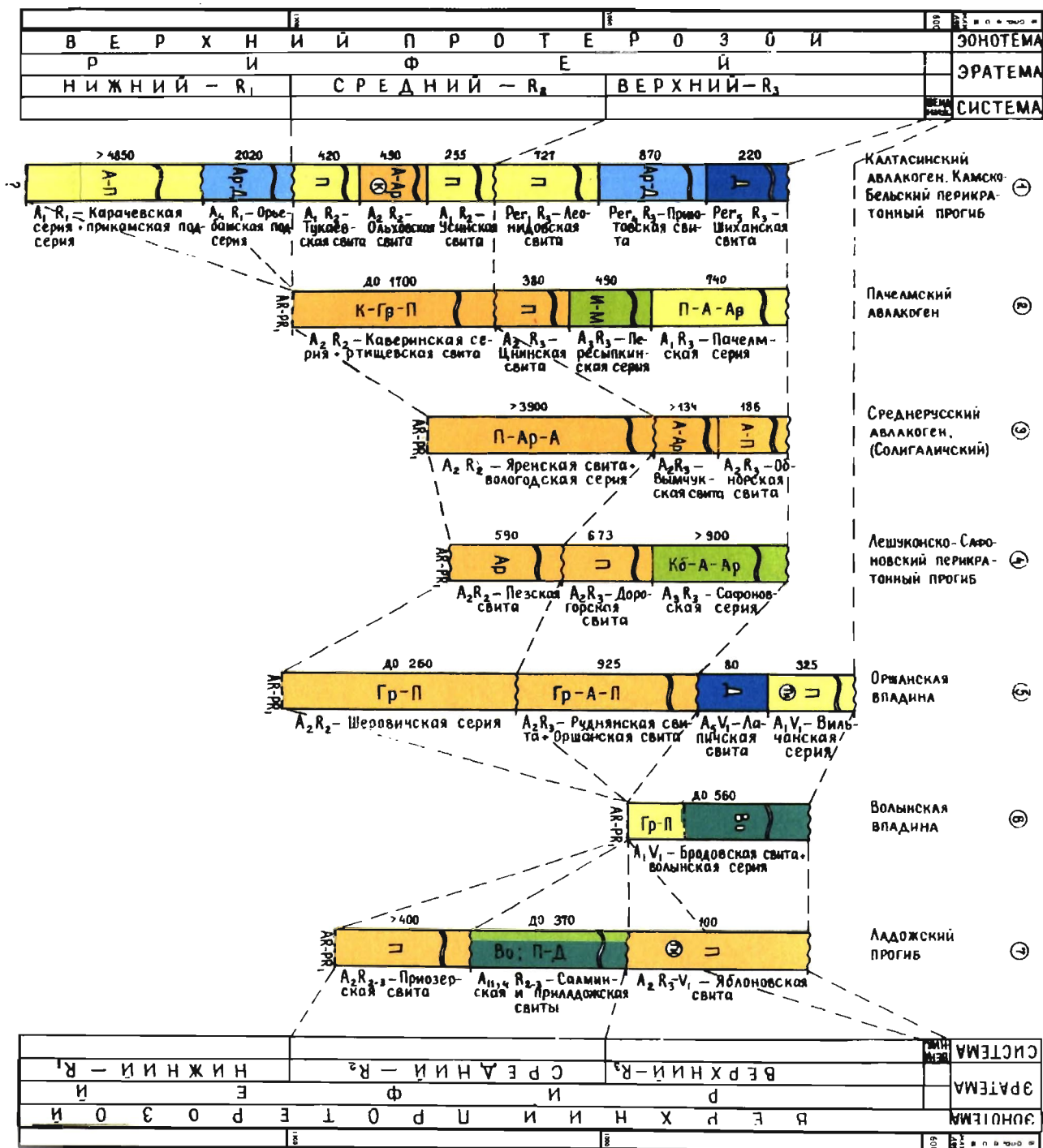
Рис. 13. Схема расположения структур рифейско-нижневендского структурного этажа (сост. Б. В. Петров, К. Э. Якобсон)

1 – границы ВЕП, Скифско-Туранской и Тимано-Печорской платформ; 2 – каледонский надвиг; 3 – внутриплатформенные границы; 4 – разломы; 5 – граница Предуральского прогиба; 6 – авлакогены; 7 – внутриплатформенные впадины; 8 – перикратоны; 9 – складчатые рифейские пояса; 10 – граниты рапакиви.

Важнейшие тектонические структуры (цифры в кругах) – авлакогены: 1 – Онежско-Тойменский, 2 – Зимнегорский, 3 – Вятско-Кажимский, 4 – Сергиевско-Абдулинский, 5 – Среднерусская система (5а – Солигаличский, 5б – Крестецкий), 6 – Пачелмский, 7 – Подмосковский (Московский грабен), 8 – Калталинский; перикратонные прогибы: 9 – Лешуконско-Сафоновский, 10 – Камско-Бельский; прогибы: 11 – Вольно-Оршанский (11а – Оршанский, 11б – Вольинский), 12 – Ладожский.

А – Азовский прогиб, О – Овручская структура, Б – структуры Ботнического залива, Р – Рижский плутон, В – Выборгский плутон, Кк – Канин кряж, Т – Тиман

Рис. 14. Схема корреляции нижнебайкальского (R-V) структурного яруса (сост. В. П. Кириков, К. С. Якобсон)
Усл. обозн. см. на рис. 17



В существующих стратиграфических схемах [Аксенов, Келлер, Соколов и др., 1978] приозерская свита отнесена к нижнему, а салминская – к среднему рифею. В связи с имеющимися современными датировками к нижнему рифею следует отнести обе свиты, поскольку возраст перекрывающего их Валаамского силла составляет, по Ю.Б. Бойданову, 1499–1450 млн лет [Ramo et al., 2001].

В *Орианском прогибе* к нижнерифейскому СЯ может быть отнесена локально распространенная шеровичская серия песчаников с фосфатно-апатитовым цементом (280 м), а также вскрытые скважиной в районе Глуска кварцевые порфиры.

В последнее время появились сведения о том, что отложения, относимые нами к нижнерифейскому структурному ярусу, присутствуют в глубокопогруженных частях Московской синеклизы [Николаев, 1999]. Эти сведения безусловно заслуживают внимания, хотя для окончательного решения проблемы нижнего рифея Московской синеклизы необходимы дополнительные данные бурения.

Нижнебайкальский структурный подэтаж

Отвечающий ему структурный ярус образует многочисленные депрессии, vyplненные вулканогенно-осадочными толщами. Морфология, размеры и генезис этих депрессий различны, однако большинство авторов выделяет среди них два класса: авлакогены и прогибы. Авлакогены – это крупные протяженные отрицательные структуры, осложняющие рельеф древнего фундамента платформы, ограниченные и осложненные в своих внутренних частях разломами. Прогибы характеризуются практическим отсутствием разломной тектоники, большей шириной, малыми градиентами изменения мощностей. Строение разрезов СЯ по вертикали в различных структурах имеет свою специфику. Иногда СЯ представлен единым комплексом пород, иногда же распадается на два структурных подъяруса, разделенных между собой несущественными несогласиями.

Авлакогены. Положение авлакогенов в пределах ВЕП и их форму различные авторы изображают по-разному. Также существует целый ряд взаимоисключающих вариантов корреляции разрезов рифейских толщ, выполняющих авлакогены [Аксенов, 1998; Хераскова и др., 2002], тем не менее, удастся установить некоторые их общие особенности. Начинаются авлакогены в центральных районах ВЕП, представляя собой узкие, как их называл Н. С. Шатский, борозды; затем, по направлению к периферии ВЕП, они постепенно расширяются, их строение усложняется, и они переходят в перикратонные прогибы. «Верхние», т.е. приуроченные к центральным районам ВЕП, участки авлакогенов выполнены относительно грубообломочными отложениями, которые к периферии ВЕП сменяются более тонкими осадками. Иногда авлакогены группируются в сложные системы.

Можно предположить, что авлакогены представляли собой крупные водотоки, по которым осуществлялся перенос материала из размывающихся кор выветривания Восточно-Европейского кратона в периферические бассейны. Большинство авлакогенов, как будет показано далее, расположено над древними подвижными поясами, разделяющими геоблоки дорифейского фундамента платформы. Очевидно, водотоки приспособлялись к этим поясам.

Наиболее крупной на ВЕП является Среднерусская система авлакогенов, по диагонали с северо-востока на юго-запад разделяющая платформу примерно на две равные части. Эта система наследует Московско-Мезенскую и Волыно-Подольскую межмегаблоковые зоны, которые разделяют Ботническо-Свекофеннский и Кольско-Мезенский мегаблоки с одной стороны и Воронежско-Украинский и Волго-Уральский мегаблоки с другой стороны. На севере ВЕП располагаются авлакогены, имеющие северо-западное простирание, совпадающее с простираниями структур фундамента, а из центральных районов на юго-восток тянется крупнейший Пачелмский авлакоген, разделяющий Волго-Уральский и Воронежско-Украинский мегаблоки земной коры.

Среднерусская система авлакогенов состоит из двух самостоятельных авлакогенов: Солигаличского и Крестцовского.

Строение рифея *Солигаличского авлакогена* иллюстрирует упомянутую выше характерную черту структур этого типа – различие между участками авлакогена, тяготеющими к периферической и центральной частям ВЕП. В восточной, периферической его части (скважина Рослятино) под вендом вскрыт пройденный не полностью разрез рифея мощностью 2700 м, представленный темноцветными аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями и пачками песчаников (путиловская и рослятинская серии) (рис. 14, 3). Преимущественно песчаная верхняя часть путиловской серии, обособленная в кожуховскую свиту, может рассматриваться в качестве базальной части самостоятельного седиментационного цикла.

Рослятинский разрез рифея восточной части Солигаличского авлакогена достаточно надежно сопоставляется с разрезом Лешуконского перикратонного прогиба (см. ниже), в котором выделены обоснованные по комплексу признаков отложения среднего и верхнего рифея. Восточная часть Солигаличского авлакогена – единственный на ВЕП регион, где уверенно выделяются возрастные аналоги подразделений уральского стратотипа рифея.

Рифей западной части Солигаличского авлакогена уже несопоставим с рифеем его восточной части. Наиболее глубокой скважиной Солигалич-2 здесь вскрыт 1750-метровый разрез, представленный песчаниками разноцветными, полимиктовыми, аркозовыми и кварцевыми, от мелкозернистых до грубозернистых, переходящих в гравелиты и конгломераты. Здесь выделяются те же, что в Рослятине, путиловская и рослятинская серии, однако различие между этими двумя типами разреза слишком велико и сопоставление их представляется условным.

Своеобразная толща, завершающая рифейский разрез западной части Солигаличского авлакогена, вскрыта скважиной Данилов-11 в интервале 2920–3000 м. Представлена она в нижней части гравелитами, в средней доломитами, а вверху – редкогалечными тиллитоподобными конгломератами. Все эти породы интенсивно переработаны высокотемпературными глубинными флюидами [Казак, Якобсон, 1999].

В восточной части *Крестцовского авлакогена* (Молоковский и Бологоевский грабены) рифей представлен двумя сериями. Нижняя – бологоевская (мощность 675–

770 м) образует седиментационный цикл, представленный в основании маломощными пачками перемытых кор выветривания, а в большей по мощности верхней части – аргиллитами и алевролитами. Залегающая на бологоевской песчаная дво-рецкая серия (мощность до 650 м), по-видимому, соответствует основанию транс-грессивного седиментационного цикла, верхняя часть которого уничтожена пред-верхневендской эрозией.

В западной части Крестцовского авлакогена среди песчаников вскрыта 170-мет-ровая толща туфов и туфогенных песчаников, изотопный возраст которых калий-аргоновым методом определен в 1130 млн лет. По прорывающим песчаники нижней части рифейского разреза Крестцовских скважин диабазам получены несколько бо-лее древние датировки: 1245–1345 млн лет.

В *Московском авлакогене*, который также может быть отнесен к Среднерусской системе, Павлово-Посадской скважиной вскрыта трехкилометровая толща череду-ющихся песчаников и алевроитово-глинистых пород с подчиненными карбонатами. В Общей схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы [Аксенов и др., 1978] эта толща отнесена к верхнему рифею, а И. Е. Постникова [1977] выделяет в ее составе все три подразделения рифея, однако объективных данных к этому нет.

Сергиевско-Абдулинский авлакоген имеет принципиально сходное строение с Солигаличским авлакогеном. Начинается он в центральных районах ВЕП и, протя-гиваясь почти широтно, на востоке сливается с Камско-Бельским перикратонным прогибом. В плане этот авлакоген напоминает крупную речную долину с притока-ми. Выполнен он красноцветными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчани-ками, переходящими в гравелиты и конгломераты и образующими пачки и прослой различной мощности. Породы объединены в боровскую свиту (2000 м), которая нами параллелизуется с отложениями среднего–верхнего рифея [Геол. строение..., 1985]. Существует, однако, представление о раннерифейском возрасте боровской свиты [Аксенов и др., 1978].

Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакоген. Это сложная по своему стро-ению доверхневендская депрессия северо-западного простирания в виде узко-го грабена начинается в центральной части Русской платформы и, постепенно расширяясь, сочленяется с Прикаспийской впадиной, где рифейские структуры, по-видимому, погребены под более молодыми отложениями. Выполнен авлакоген комплексом пород, в составе которого выделяются по крайней мере два струк-турных подъяруса (рис. 15). Нижний представлен континентальными красно-цветными песчаниками и гравелитами каверинской и сомовской серий суммарной мощностью более 1680 м. Мощность подъяруса в разных частях авлакогена непос-тоянна, что связано с разломной тектоникой, обусловившей его горсто-грабенное строение.

Верхний подъярус – пересыпкинская, пачелмская и древлянская серии (более 1 км) – отличается от нижнего более стабильными значениями мощности, пликатив-ной тектоникой, преобладанием тонкослоистых алевроитово-глинистых пород, при-сутствием доломитовых пачек и глауконита.

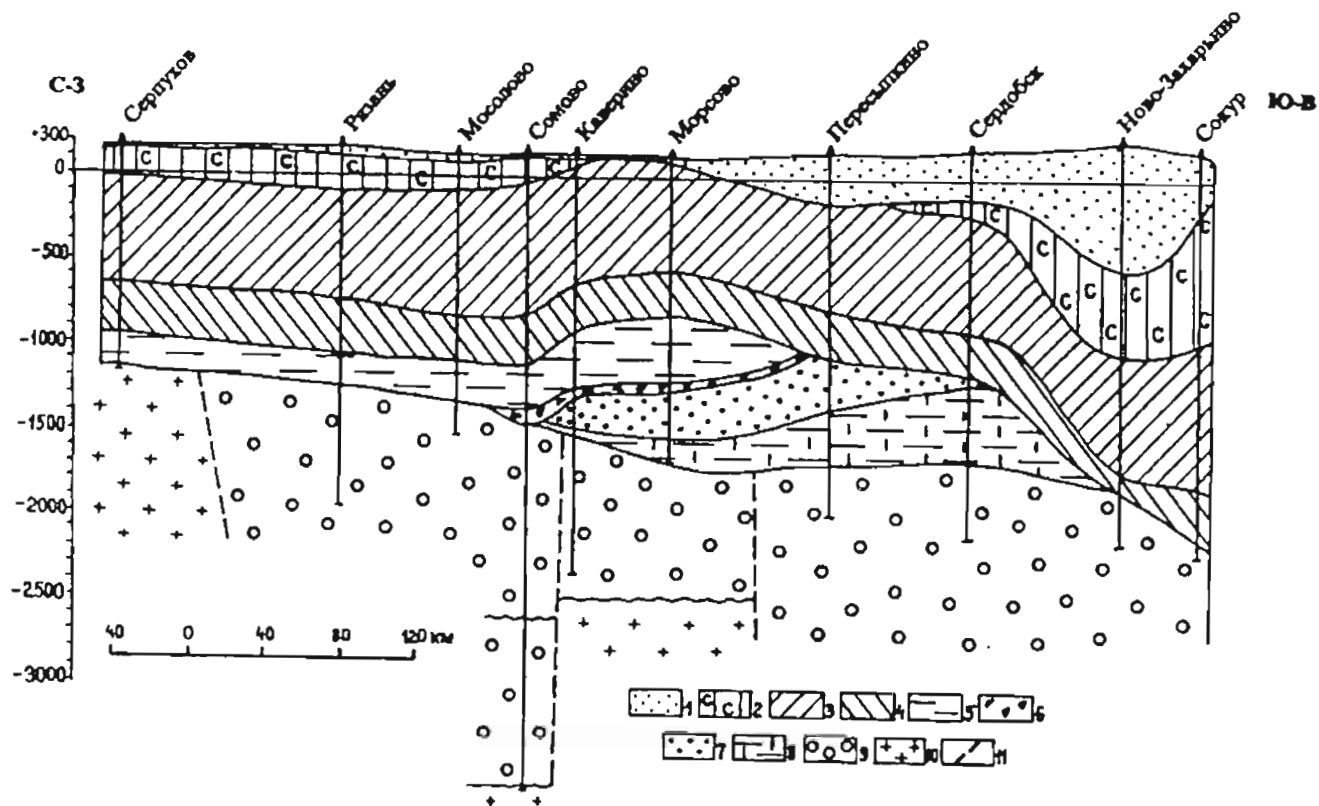


Рис. 15. Геологический разрез вдоль Пачелмского авлакогена (по Л. Ф. Солонцову и Е. М. Аксенову [Аксенов и др., 1978])

1 – мезозойские, 2 – каменноугольные, 3 – верхнедевонские и 4 – среднедевонские отложения; 5 – верхневендско-нижнекембрийский СВК; 6–9 – среднерифейско-нижневендский СВК; серии: 6 – древлянская, 7 – пачелмская, 8 – пересыпкинская, 9 – каверинская и сомовская; 10 – фундамент, 11 – разрывные нарушения

Образующая верхнюю часть подъяруса маломощная (70 м) древлянская серия представлена чередованием песчано-глинистых пород и редкогалечных конгломератов, которые большинство авторов рассматривает как тиллиты. Судя по керну скважины Каверино, хранящемуся в ЦНИГР Музее, граница между пачелмской и древлянской сериями постепенная.

Онежско-Тойменский авлакоген установлен бурением и геофизическими работами на Онежском полуострове. Нижнебайкальский структурный ярус этого авлакогена представлен солозерской и ненокской свитами. Нижняя из этих свит, солозерская, сложена терригенными отложениями и выполняет осевую часть авлакогена. Для пород свиты характерны преобладание сероцветных полимиктовых песчаников, прослои конгломератов и гравелитов, а также редкие прослои аргиллитов и алевролитов. В низах свиты на шести уровнях присутствуют покровы базальтов и долеритов. Мощность свиты 112–207 м. Ненокская свита представлена мелкозернистыми, реже среднезернистыми песчаниками с пачкой гравелитов в средней части и распространена шире солозерской, выходя на борта авлакогена, что позволяет выделить в составе рассматриваемого структурного яруса два подъяруса. Песчаники ненокской свиты по составу в верхней части почти чисто кварцевые, внизу полевошпато-кварцевые. Окраска пород от фиолетово-коричневой до оранжевой. Мощность свиты 200–220 м.

Зимнегорский авлакоген подобно Среднерусской системе представляет собой сложное сочетание горстов и грабенов, субпараллельных Онежско-Тойменскому авлакогену и отделенных от него Архангельским горстом. Неполные разрезы средне-рифейско-нижневендского структурного яруса в Зимнегорском авлакогене вскрыты скважинами в Золотицком кимберлитовом поле (ЗКП) к северу от Архангельска. Структурный ярус здесь представлен красноцветными и серыми аркозовыми песчаниками и алевроитово-глинистыми породами и гравелитами. В составе структурного яруса по преобладанию песчаных и алевроитово-глинистых разновидностей пород выделены две свиты (чидвийская и тучкинская), однако соотношения между ними неясны и предпочтительнее рассматривать их в составе единой серии. В акватории Белого моря, согласно данным А. В. Амантова, Онежско-Тойменский и Зимнегорский авлакогены сливаются в единую Беломорскую структуру погружения, края которой выходят на поверхность на южном побережье Кольского полуострова (Терский Берег) и образуют небольшие грабены, выполненные терской и чапомской свитами терригенных пород.

Вятско-Кажимский авлакоген выполнен типичными для рифея ВЕП красноцветными песчаниками. Мощность СЯ здесь 240 м.

Прогибы. Рифейские прогибы ВЕП по своему положению в пределах ВЕП условно могут быть разделены на интракратонные и перикратонные. Типичными представителями интракратонной группы является Ладожский прогиб; к перикратонной группе относятся Камско-Бельский, Лешуконско-Сафоновский и Азовский прогибы. Спорным является положение Оршанского и Волынского прогибов. С одной стороны, они между собой тесно связаны и многими авторами рассматриваются

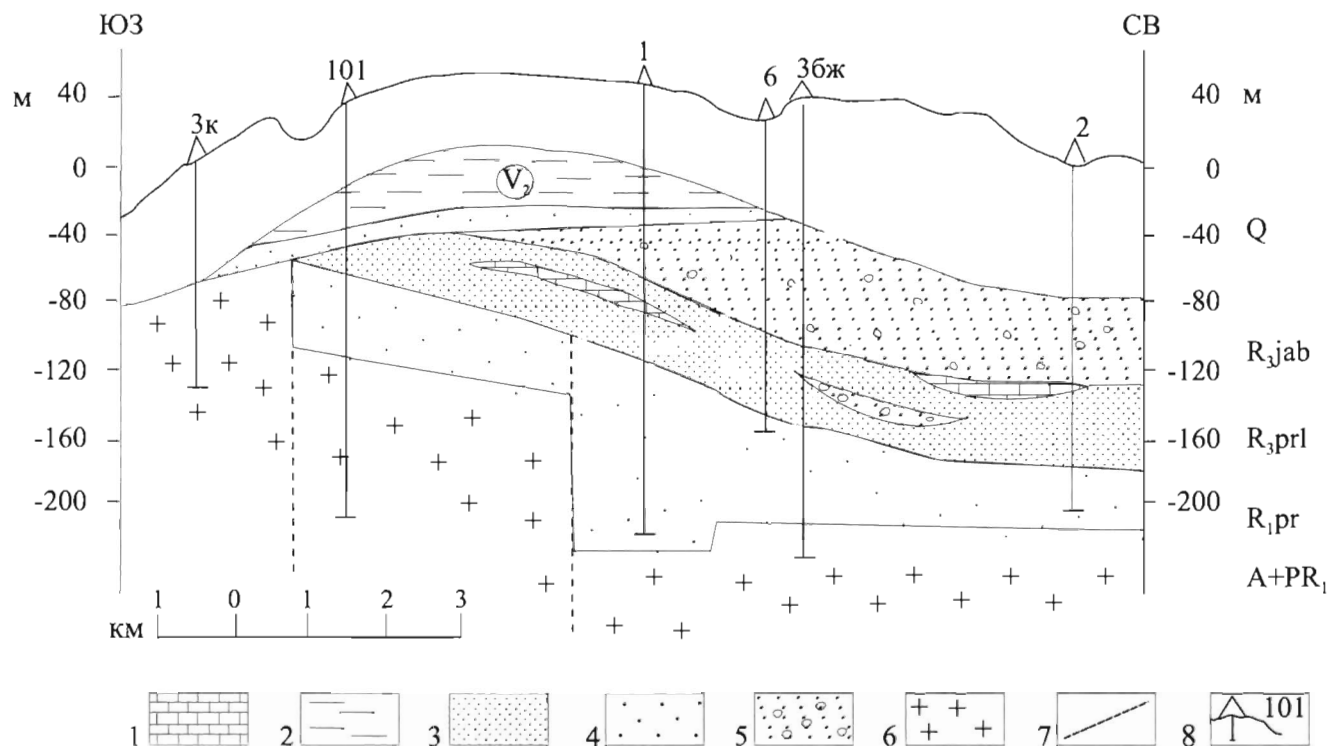


Рис. 16. Геологический разрез западного борта Ладожского прогиба (по Н. М. Афанасову с уточнениями К. Э. Якобсона)

1 – доломиты; 2 – аргиллиты, алевролиты; 3 – песчаники мелкозернистые; 4 – песчаники крупнозернистые; 5 – редкогалечные конгломераты (туффизиты); 6 – гранитоиды; 7 – предполагаемые разломы; 8 – скважина и ее номер.

Q – четвертичные отложения, V_2 – верхний венд, R_{jab} – яблоновская свита, R_{prl} – приладожская свита, R_{pr} – петрозаводская свита. A+PR₁ – гранитоиды дорифейского фундамента

как единый Волыньско-Оршанский прогиб, однако, с другой стороны, строение разрезом рифея их существенно отличается; различна и их тектоническая позиция. Оршанский прогиб тяготеет к центру платформы и может рассматриваться как интракратонный, тогда как Волыньский своим юго-западным окончанием сочленяется с областью складчатого верхнего докембрия в Карпатах и его следует включать в перикратонную группу.

Ладожский прогиб – небольшая по площади изометричная депрессия в южной части Балтийского щита. Начало формирования прогиба относится к раннему рифею, который представлен здесь рассмотренными выше приозерской и салминской свитами. Образования данного СЯ в Ладожском прогибе представлены приладожской и яблоньской свитами (рис. 16), которые тесно между собой связаны и в отличие от разбитого разломами нижнерифейского СЯ характеризуются ненарушенным залеганием и в пределах изученной площади практически постоянной мощностью.

Приладожская свита (мощность 70 м) залегает на приозерской с большим перепадом и резкой границей и представлена чередующимися песчаниками, аргиллитами, доломитами, доломитовыми известняками и конгломератами. Некоторые из этих пород переработаны высокотемпературными глубинными флюидами. Яблоньская свита (мощность 70–100 м) залегает на приладожской с базальным конгломератом или нерезкой границей и представлена разномасштабными песчаниками, включающими редкие гальки и обломки подстилающих пород. Большинство исследователей эти породы рассматривает в качестве тиллитов ранневендского оледенения [Соколов, 1997]. В последнее время получены данные [Якобсон и др., 2003], согласно которым они представляют собой взрывные брекчии – туффизиты.

Оршанский прогиб. В строении среднерифейско-нижневендского СЯ в Оршанском прогибе выделяются два подъяруса. Нижний – красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники и алевролитово-глинистые породы руднянской свиты (305 м) и красноцветные же кварцевые песчаники оршанской свиты (620 м). К верхнему подъярису мы относим три свиты: лапичскую (осиповичскую), блонскую и глусскую (вильчанскую), подробное описание которых приведено в работе белорусских геологов [Махнач и др., 1970; Стратигр. верхнедокембр..., 1979].

Лапичская свита (80 м) по характеру разреза и составу пород сходна с приладожской свитой Ладожского прогиба. Представлена она сложным чередованием пестроцветных песчаников, доломитов, доломитовых брекчий, реже конгломератов. Песчаники в значительной своей части переработаны глубинными флюидами [Казак, Якобсон, 1999] и имеют сложные соотношения с доломитами: нередко песчаники имеют доломитовый цемент; доломиты же включают в себя отдельные песчаные зерна, а иногда и целые их скопления. Из таких гибридных песчано-доломитовых пород определены минералы щелочно-ультраосновных пород, не известные ни в древнем гранито-гнейсовом фундаменте, ни в подстилающих отложениях нижнего подкомплекса. Было высказано предположение о глубинном происхождении этих пород [Якобсон, Орлова, 1985].

Блонская свита (230 м) – это пески и песчаники с прослоями редкогальчатых конгломератов. В средней части свиты выделяется пачка мощностью 10–25 м переслаивания глинистых и доломитовых песчаников и доломитов (Келлер, Розанов, 1979).

Глусская свита (270 м) – редкогалечные конгломераты, относимые большинством авторов к тиллитам, а также песчаники, в том числе с гипсовым цементом [Махнач, Веретенников, 1970], и алевроитово-глинистые породы, иногда с пропластками доломита [Бессонова, Чумаков, 1969].

Перикратонные прогибы установлены бурением в зонах сочленения ВЕП и обрамляющих ее складчатых сооружений, заложившихся в рифее на северо-востоке в Притиманье, на юго-востоке в южном Приуралье и на юго-западе в Предкавказье и Прикарпатье. Наиболее крупным и хорошо изученным скважинами и геофизическими методами является Камско-Бельский перикратонный прогиб.

Камско-Бельский перикратонный прогиб имеет средне-позднерифейский возраст. Выполняющие его отложения залегают с угловым несогласием на породах древнего фундамента и с азимутальным несогласием на отложениях нижнерифейского структурного яруса, и на востоке непосредственно переходят в складчатые сооружения Южного Урала (Башкирский антиклинорий), где расположен многократно описанный в литературе стратотипический разрез рифея.

Вскрыт рассматриваемый структурный ярус в Камско-Бельском перикратонном прогибе большим количеством глубоких скважин, в которых установлены чередующиеся толщи песчаников и карбонатно-глинистых пород. В крайне восточных, сопредельных со складчатыми структурами Урала скважинах выделяются характерные для нижнего (кипчакского) цикла уральского верхнего рифея пестроцветные мергели катавской свиты. Верхний (тангауровский) цикл в восточной части Камско-Бельского перикратона отсутствует. О строении более низких частей разреза данного структурного яруса можно судить по скважине Аслыкуль-4 [Верхний докембрий..., 1995]. Ниже терригенно-карбонатных пород, сопоставимых с катавской свитой (интервал 2755–3650 м), здесь выделяется толща, которая может быть сопоставлена с зильмердакской свитой уральского каратавия: верхняя часть ее сложена кварцевыми песчаниками с бледно-розовыми цирконами (аналог лемезинской подсвиты каратавия); в нижней части преобладают песчаники с конгломератами и гравелитами (бирьянская подсвита). Подстилаются аналоги уральского каратавия в разрезе Аслыкульской скважины циклической толщей, которая может быть отнесена на уровень уральского юрматиния (3650–4338 м). Толща прорвана интрузией габбро-диабазов. Отнесение данной толщи на юрматинский уровень подтверждается и ее положением в разрезе под маркирующей толщей каратавия на сероцветных доломитах калтасинской свиты нижнего рифея.

Относительно строения данного структурного яруса в центральной и восточной частях Камско-Бельского прогиба нет единого мнения, поскольку характер разреза претерпевает существенные изменения. Наиболее вероятно, что в строении данного структурного яруса принимают участие и среднерифейские, и верхнерифейские отложения, однако их выделение в конкретных скважинах проводится разными авторами по-разному.

Лешуконско-Сафоновский прогиб. На крайнем северо-востоке ВЕП расположена протяженная средне-позднерифейская структура погружения – Лешуконско-Са-

фоновский перикратонный прогиб с его продолжением на п-ов Канин, на север Кольского п-ова и в Норвежскую Лапландию. На юго-западе он граничит с Зимнегорским авлакогеном, а на северо-востоке – со складчатыми толщами тиманского рифея.

Граница между перикратонным и складчатым типами разрезов рифея не совпадает с границей между ВЕП и Тиманским кряжем. В Северном Притиманье, по данным сейсморазведки, она проходит не по передовым складкам кряжа, а несколько западнее, в области глубокопогруженного фундамента ВЕП в Пешской впадине; в средней и южной частях Тимана эта граница разделяет поднятия-блоки Тиманского кряжа: Джежим-Парминское и Четласско-Цилемское поднятия Западного Тимана находятся в зоне распространения перикратонного рифея ВЕП, а восточно-тиманские Вымский, Кислоручейский и Северо-Тиманский поднятые блоки относятся к рифейской складчатой зоне Тимано-Печорской платформы.

Наиболее полный разрез данного СЯ в Лешуконско-Сафоновском прогибе вскрыт скважиной Усть-Няфта, где от забоя (3800 м) выделяются пезская свита темно-серых аргиллитов (589 м), дорогорская свита полевошпато-кварцевых красноцветных песчаников (573 м) и сафоновская серия – аргиллиты, алевролиты, карбонатные породы (более 900 м). Пезская свита представляет собой завершающую часть трансгрессивного седиментационного цикла, а дорогорская свита начинает следующий цикл (рис. 14, 4).

На Тимане СЯ перикратонного типа представлен четласской серией кварцито-видных песчаников и сланцев (около 3000 м) и быстринской серией песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков со строматолитами (2000 м). Породы дислоцированы в результате более поздних диастрофизмов, поэтому мощности определены приближенно. На п-ове Канин к этому СЯ относится лудоватая свита строматолитовых доломитов (более 600 м).

По северному обрамлению Кольского полуострова средне-верхнерифейский структурный ярус, представленный формациями перикратонного типа, обнажен на о. Кильдин, п-ове Средний, а также в южной части п-ова Варангер (Норвегия). В перечисленных регионах структурный ярус представлен дислоцированными практически неметаморфизованными терригенными и карбонатными толщами, к которым относятся кильдинская и волоковая серии о. Кильдин и п-ова Средний, а также группы Вадсё и Танафьорд норвежского п-ова Варангер. На последнем рифейский разрез надстраивается небольшой по мощности пачкой нижневендских тиллитов. Мощность и полнота разреза возрастают с востока на запад от 1300 до 2000 м.

Дискуссионным остается вопрос о структурном положении и возрасте осадочного комплекса п-ова Рыбачий. Существует мнение о миогеосинклинальной природе этого комплекса. Однако состав пород баргоутной и зйновской серий – чередование песчаников, сланцев и известняков с пачками конгломератов и сопоставимая с платформенным рифеем мощность (около 4 км) – приводит к заключению о перикратонной природе распространенных здесь комплексов. Рифейские толщи Лудоватомысского вала, о. Кильдин и п-овов Средний и Варангер – останцы существовавшего в рифее продолжения на северо-восток Лешуконско-Сафоновского перикратонного прогиба.

В *Волынском прогибе* основание разреза средневендско-нижнерифейского структурного яруса сложено полесской серией красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 890 м, а верхняя его часть представлена базальтами и их туфами с пачкой гравелитов в основании – волынская серия (560 м). В некоторых скважинах между этими сериями выделяются редкогалеchnые конгломераты. Область распространения волынской серии в целом наследует структуру полесской серии, но в южной и северной частях региона – в Подольском Приднестровье и Брестской впадине – выходит за ее пределы. Полесская и волынская серии образуют два структурных подъяруса.

Азовский перикратонный прогиб установлен на юге ВЕП восточнее Ростовского выступа кристаллического фундамента, где скважинами вскрыта рифейская депрессия, выполненная слабометаморфизованными и практически недислоцированными немymi толщами мощностью более 1200 м, которые по формационному набору близки к образованиям перикратонных прогибов, в частности, к образованиям западного склона Южного Урала. Сводный разрез рифея в Азовском прогибе представлен четырьмя свитами (снизу вверх): чакрынской (доломиты, филлиты, сланцы двуслюдяные, песчаники), хавалышской (флишоидное чередование сланцев, песчаников, доломитов, вулканитов, мощность 350 м), чадринской (сланцы, доломиты, конгломераты, песчаники, мощность 300 м), темерницкой (конгломераты полимиктовые с прослоями песчаников, мощность 600 м).

Выше было рассмотрено строение толщ рифея–нижнего венда в основных структурах российской части ВЕП. Корреляция сводных разрезов этих структур между собой и увязка их с общей стратиграфической шкалой всегда вызывали большие трудности. Надежных изотопных определений возраста пород практически нет, палеонтологические данные противоречивы. Региональная стратиграфическая схема рифея–нижнего венда ВЕП по существу базируется на трех реперах: нижнерифейской орьебашской подсерии – прямом аналоге саткинской свиты уральского бурзяния; приладожско-лапичских доломитах с позднерифейскими органическими остатками; редкогалеchnых конгломератах, относимых на уровень лапландских тиллитов нижнего венда. Приведенные выше данные ставят под сомнение позднерифейский возраст приладожско-лапичских карбонатов, а также ледниковое происхождение и соответственно ранневендский возраст редкогалеchnых конгломератов. В связи со сказанным автор данной главы возвращается к своему прежнему предложению ограничить объем венда отложениями валдайского (редкинско-котлинского) трансгрессивного цикла [Якобсон, 1987].

Верхневендско-неогеновый (плитный) структурный этаж

Верхневендско-нижнетриасовый структурный подэтаж

С этим подэтажом, объединяющим четыре СЯ, связано формирование большинства структурных форм чехла, и им в значительной мере определяется современный структурный план платформы.

В структурно-морфологическом отношении платформа в зависимости от положения и простираения ее основных структурных элементов подразделяется на западную и восточную части, разграниченные зоной поднятий (рис. 11), прослеживающейся почти меридионально от южного края Балтийского щита через Латвийскую седловину (14) к Мазурско-Белорусской антеклизе (8), а от нее через Полесскую седловину (12) к Украинскому щиту [Объясн. зап. ..., 1975; Гарецкий и др., 1983].

На существование этой зоны указывал еще А. П. Карпинский (1919), а затем Н. М. Тетяев (1933), Д. Н. Соболев (1919), А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский (1937) и др. Эта зона поднятий, соединенная Полесской и Латвийской седловинами, была названа западно-девонским валом [Жирмунский, 1948].

Расположенные к западу от этого «структурного вала» тектонические элементы пространственно и генетически связаны с подвижными поясами Западной Европы, а к востоку и югу – герцинскими Урала и Кавказа.

Структуры западной части ВЕП

Важнейшими структурами запада Русской плиты являются Балтийская синеклиза и Вислянско-Днестровская зона перикратонных погружений. Последняя в современном структурном плане представлена целым рядом структурных элементов, рассмотренных ниже (рис. 11).

Изучению тектонического строения этой территории посвящены работы Р. Е. Айсберга, А. П. Брангулиса, И. В. Вишнякова, Р. Г. Гарецкого, В. В. Глушко, Г. В. Зиновенко, Е. Зноско, М. В. Муратова, В. Н. Никулиной, В. С. Петренко, Г. М. Помяновской, К. А. Сакалаускаса, В. Б. Соллогуба, Т. И. Сувейздиса, А. В. Хижнякова, А. В. Чекунова, М. В. Чирвинской и др.

По поверхности фундамента *Балтийская синеклиза* представляет собой крупную, наклоненную к юго-западу впадину типа структурного залива, сочленяющуюся на севере с Балтийским щитом через одноименную моноклираль и открытую на юго-западе в сторону Рюгенско-Поморской миогеосинклинали [Тектоника запада..., 1990]. На востоке она отграничена от Московской синеклизы Латвийской седловиной. Глубина залегания фундамента увеличивается к юго-западу до 3,5–4 км и более, причем ось структуры и все северо-западное крыло располагаются в акватории Балтийского моря. Наклон поверхности фундамента в среднем не превышает 3–4 м на 1 км. Вместе с тем его поверхность осложнена многочисленными выступами, ступенями, горстами, грабенами, прогибами, террасами, как правило, ограниченными сбросами, с амплитудой от нескольких десятков до нескольких сот метров.

Верхневенд-нижнекембрийский СЯ, за исключением северо-восточной и юго-западной частей Балтийской синеклизы, отсутствует в ее разрезе (рис. 17, 18). Важнейшую роль в строении синеклизы играют нижнепалеозойский СЯ, слагающий основные структурные формы (рис. 19), каледонский, представленный двумя структурными подъярусами: нижним в объеме нижнего–среднего кембрия, и верхним – ордовика–нижнего девона (лохков). Основание формационного ряда, его трансгрессивную часть, составляет плитный терригенный СФК, залегающий с разрывом

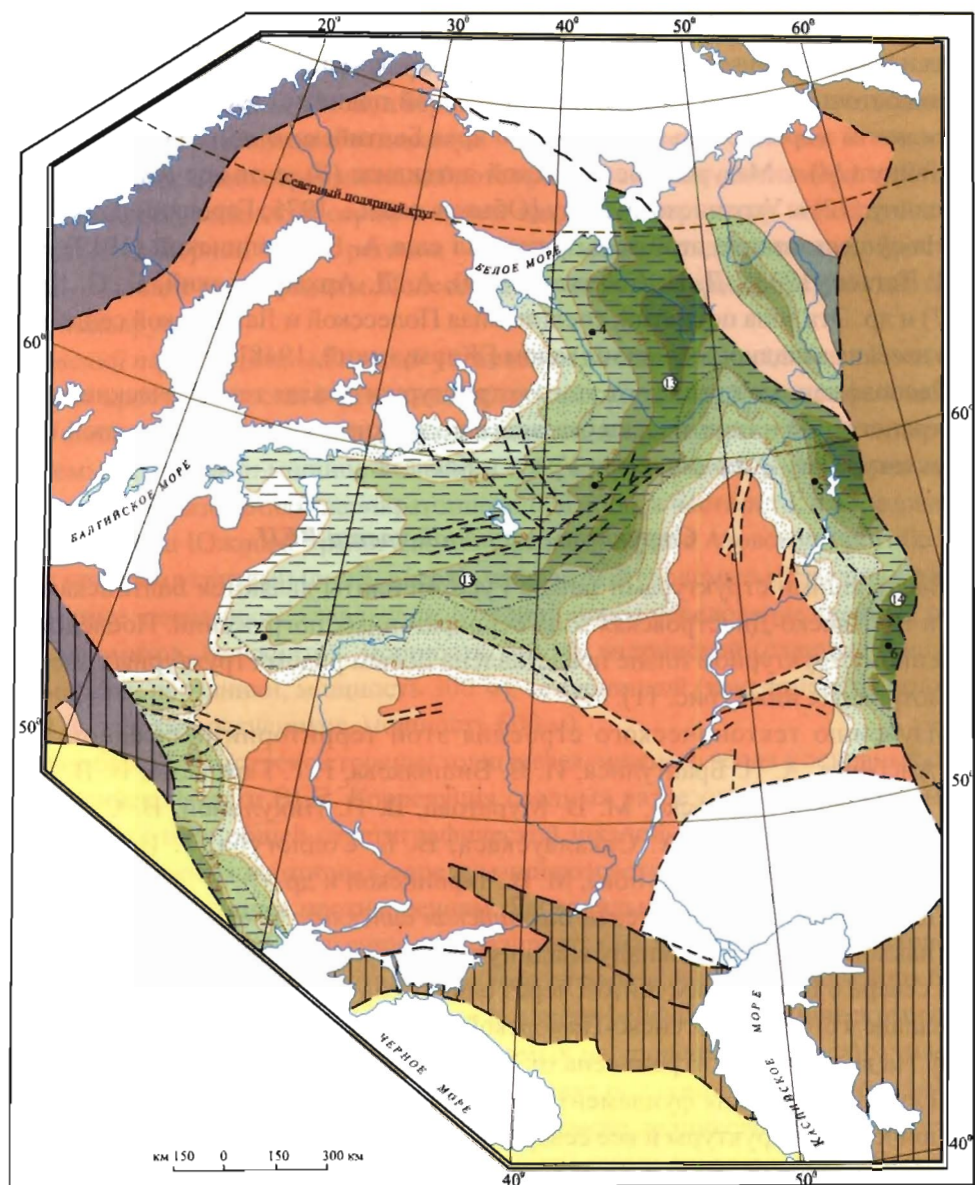
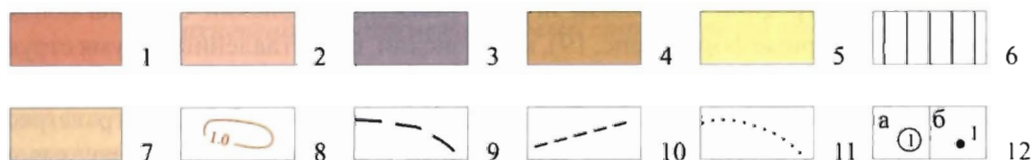


Рис. 17. Схематическая структурно-формационная карта верхнебайкальского (V_2 - C_1t) структурного яруса (сост. В. П. Кириков при участии Г.Ф. Буданова -ТТПП)



Условные обозначения к структурно-формационным картам (рис. 17, 19, 22, 24, 29).

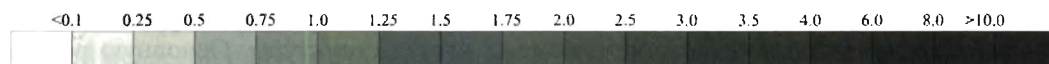
Области распространения формаций: 1 – кристаллического фундамента; 2–5 – складчатых комплексов обрамления платформы (в ее современной структуре); 2 – позднепротерозойских (раннебайкальских), 3 – раннепалеозойских (ранне- и позднекаледонских), 4 – средне- и позднепалеозойских (ранне- и позднегерцинских), 5 – мезо-кайнозойских (киммерийских и альпийских); 6 – плитных комплексов молодых платформ; 7 – формаций предшествовавших этапам формирования осадочного чехла; 8 – изопахиты структурных ярусов; 9 – современные границы ВЕП; 10 – важнейшие разломы (структурообразующие); 11 – границы формаций в латеральных рядах; 12 – номера платформенных структур (а), 12 – номера типовых разрезов (б)

Номер СФК	СФК и их обозначения на структурно-формационных картах	Тип СФК	Класс структур			
1	Терригенных сероцветных*	Осадочный	Р – плитный	R – рифтогенный	А – авлакогенный	Пограничные (краевые) системы: Per – перикратонные прогибы, Ms – краевые прогибы
2	Терригенных красноцветных					
3	Карбонатно-терригенных					
4	Терригенно-карбонатных					
5	Карбонатных					
6	Кремнистых					
7	Сульфатно-карбонатных					
8	Соленосных					
9	Угленосных					
10	Туфогенно-терригенных	Вулк.-осад.				
11	Основных**	Магматогенный				
12	Щелочно-основных**					
13	Щелочно-ультраосновных**					
14	Щелочных**					
15	Кислых**					
	Тектонический режим		Платформенный	Переходный		

* Среди терригенных сероцветных выделены преимущественно песчаниковые (а) и преимущественно глинистые (б) формации.

** Только на схемах корреляции.

Шкала изопакит структурных ярусов (в км)



Важнейшие тектонические структуры (цифры в кружках)

Авлакогены: 1 – Онежско-Тойменский, 2 – Зимнегорский, 3 – Вятско-Кажимский, 4 – Сергиевско-Абдулинский, 5 – Среднерусская система авлакогенов (5а – Солигаличский, 5б – Крестецкий), 6 – Подмосковский, 7 – Пачелмский; *перикратонные прогибы:* 8 – Камско-Бельский, 9 – Лешуконско-Сафоновский; *интракратонный прогиб:* 10 – Ладожский с Пашским грабеном; 11 – Волыно-Оршанский прогиб (11а – Волинская, 11б – Оршанская части), 12 – Клиновский грабен; 13 – Московско-Мезенская синеклиза; *перикратонные прогибы:* 14 – Волго-Уральский (Восточно-Русский), 15 – Прикаспийский, 16 – Вислянско-Днестровский. 17 – Ярославско-Балтийская синеклиза, 18 – Пишский выступ Мазурско-Белорусской антеклизы; *впадины:* 19 – Подляско-Брестская, 20 – Прикаспийская; *прогибы:* 21 – Львовско-Люблинский, 22 – Литовско-Латвийский, 23 – Нижневолжский, 24 – Московская синеклиза; *антеклизы:* 25 – Волго-Уральская, 26 – Воронежская, 27 – Припятско-Дона-Мангышлакская рифтовая система; 28 – Днепровско-Донецкая впадина, 29 – Волго-Камская моноклиза; 30 – Предуральский краевой прогиб; *синеклизы:* 31 – Польско-Литовская, 32 – Украинская, 33 – Прикаспийская; *впадины:* 34 – Московская, 35 – Сысольская и Верхнекамская; *прогибы:* 36 – Ульяновско-Саратовский; 37 – Причерноморский, 38 – Придобруджский (юрский), 39 – Предкарпатский краевой (внешняя зона, на платформенном основании), 40 – Центрально-Белорусская седловина, 41 – Кулойский выступ

на фундаменте на юго-западе синеклизы и балтийской серии кембрия (томмотский ярус) – на северо-западе структуры (рис. 20). При этом если на юго-западе СПЯ представлен нижним и средним кембрием мощностью до 250 м, то на севере лишь средним, мощностью 30–70 м. Верхний СПЯ сложен преимущественно терригенно-карбонатным СФК с базальной глауконитово-песчаниковой и сланцево-песчаниковой фосфоритоносной формациями мощностью до 100 м, отвечающими началу тремадокской трансгрессии. Выше он сменяется латеральным рядом формаций средне-ордовикско-силурийского возраста от мергельных и известняковых мощностью 300–400 м в краевых частях синеклизы (рис. 20, 6–8) к известняково- и мергельно-аргиллитовым (750–800 м) ближе к ее внутренним частям (рис. 20, 5) и формаций граптолитовых сланцев и аргиллитов в основном силурийского возраста (рис. 20, 4) мощностью до 1450 м в осевой наиболее погруженной части структуры. Регрессивная часть каледонского СЯ в объеме тильжеской и стонишкяйской свит нижнего девона представлена красноцветно-глинисто-песчаниковой формацией, распространенной лишь в западной части синеклизы, где мощность ее не превышает 60 м.

В осевой акваториальной части Балтийской синеклизы в составе нижнепалеозойского СЯ установлено присутствие магматических интрузивных пород, преимущественно оливиновых долеритов [Биркис и др., 1992]. Их пластовые тела мощностью 6–25 м залегают согласно главным образом среди лудловских глин и, по материалам сейсморазведки, на абсолютных отметках от 1600 м на севере до 2300 м на юге на площади 130 × 50 км. Время внедрения этих тел предположительно девон–карбон. Геолого-геофизические данные по Балтийскому морю дают основание предположить существование нескольких самостоятельных интрузивных тел долеритов, которые могут быть отнесены к магматической субщелочной базальт-трахибазальтовой формации.

Современный структурный план каледонского СЯ в Балтийской синеклизе (судя по гипсометрии кровли ордовикских отложений) наследует структуру поверхности кристаллического фундамента (рис. 21). Местами резкие, аномальные изменения мощностей СЯ связаны с существенной его дислоцированностью, в наибольшей степени выраженной в глубокопогруженных частях структуры. Основную роль в этом играют разрывные нарушения как региональные, так и сопряженные с ними, с которыми связаны почти все структуры II и III порядков (депрессии, выступы, прогибы, структурные носы, заливы, валы, флексуры, локальные поднятия и т. д.).

Крупнейшими тектоническими элементами каледонского СЯ Балтийской синеклизы (2) являются *Эстонская* (2.1) и *Литовская* (2.2) впадины, разделенные *Лиепайско-Салдусским выступом* (2.3) фундамента (рис. 1). Сочленение всех структур происходит, как правило, по разломам разной амплитуды – от 100 до 600 м. Так, например, сочленение Лиепайско-Салдусского выступа с Литовской впадиной проходит по глубинному разлому широтного простирания, прослеживающемуся на расстоянии до 500 км из акватории Балтийского моря к южному берегу Рижского залива и далее, к Псковскому озеру, ограничивая с юга Валмиерско-Локновское поднятие (6.1) с амплитудой до 600 м, а с севера – Латвийскую седловину. Амплитуда смещения в районе Лиепайско-Салдусского выступа, установленная как геофизическими работами, так

и бурением, достигает 400 м и более, при этом, по расчетам П. И. Сувейздиса [Объясн. зап., 1980] здесь денудировано около 300 м отложений нижнего девона и верхнего силура. С рассматриваемым СЯ связано и формирование большинства валообразных и локальных структур, которых здесь известно около двух сотен. Они, как правило, контролируются разломами, амплитуды смещения по которым обычно не превышают 100–150 м.

Нижнегерцинский (среднепалеозойский) СЯ, сложенный лишь девонскими отложениями, залегает резко несогласно на каледонском (рис. 22) и, располагаясь в пределах последнего, отличается от него субширотной ориентировкой оси (рис. 11). Самостоятельность структурного плана девонского СЯ подчеркивается также границами его распространения: на западе в пределах акватории Балтийского моря и на юге – поднятыми по разломам блоками нижнепалеозойских образований. На востоке через Латвийскую седловину (14) эта структура, получившая название *Литовско-Латвийской впадины* (рис. 11, 2.4), сочленяется с Московской синеклизой.

Роль разломной тектоники в формировании Литовско-Латвийской впадины значительно уменьшилась по сравнению с ее ролью в образовании Балтийской синеклизы и проявилась главным образом в активизации таких крупных разломных зон, как Лиепайско-Салдусская (рис. 11, 1), Тельшайская (2), Розове (3), Лэбско-Самбийская (4) [Канев, Лярская, 1992]. Последней из указанных зон разломов обусловлена южная граница распространения девонского СВК, слагающего Литовско-Латвийскую впадину. Этот СВК характеризуется сокращенным формационным рядом с наиболее четко выраженными трансгрессивной и регрессивной составляющими и отсутствием формаций, характерных для инундационной и эмерсивной стадий (рис. 23, 1, 2). Он начинается терригенным пестроцветным комплексом формаций раннедевонско-раннефранского возраста с базальным конгломератом в основании (кемерский горизонт, пражский ярус) мощностью до 500 м, сменяющейся выше сульфатно-карбонатным комплексом мощностью до 160 м.

Залегающие на девоне с большим стратиграфическим перерывом отложения татарского яруса представлены континентальной пестроцветной терригенной формой молассоидного типа мощностью до 50 м в объеме кутузовской свиты, выделявшейся ранее в составе артинского яруса нижней перми, распространенной локально на южном крыле синеклизы. По структурному положению, генетическому типу, фациальным особенностям, положению в формационном ряду она является базальной частью вышележащего подэтажа, слагающего новую структуру – Польско-Литовскую синеклизу (рис. 11, 17).

Мазурско-Белорусская антеклиза (рис. 11, 8), ограничивающая с юга Балтийскую синеклизу с глубиной залегания фундамента 50–87 м в своде и 700 м на крыльях, характеризуется сложноблоковым строением с амплитудами смещения по разломам от десятков до первых сотен метров. На своде Мазурского выступа залегает лишь нижнекембрийская терригенная формация мощностью до 155 м.

Вислянско-Днестровский прогиб расположен (рис. 11, 1) на западном склоне Украинского щита и на юго-западном – Мазурско-Белорусского массива. Ему отвечает зона перикратонных погружений [Хаин, 1977], называемая также Балтийско-

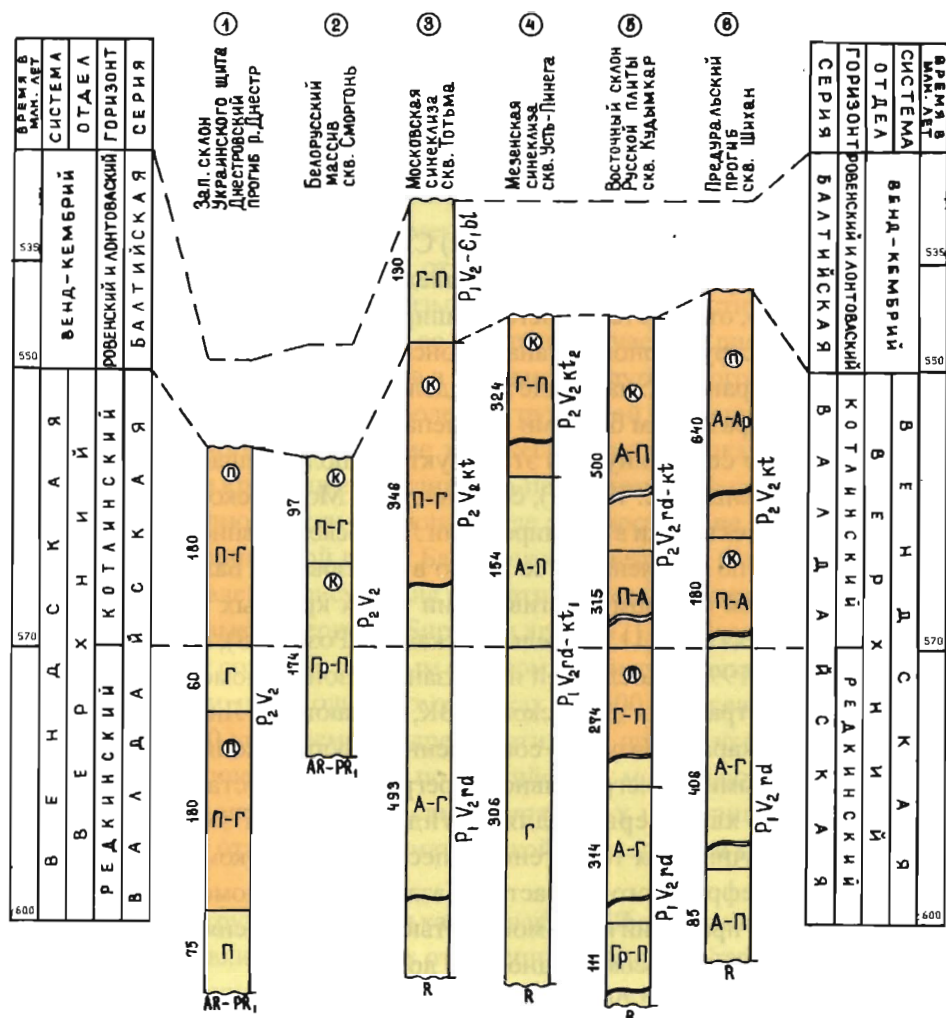


Рис. 18. Схема корреляции верхнебайкальского (V_2-E_1t) структурного яруса (сост. В. П. Кириков, К. Э. Якобсон). См. также рис. 14, 18, 20, 23, 25, 30

Породы, слагающие формации: К – конгломераты, ГР – грелиты, П – песчаники (пески), А – алевриты (алевриты), Г – глины, Ал – аргиллиты, М – мергели, И – известняки, Ме – мел, Д – доломиты, Ги – гипс, Ан – ангидрит, Сг – соль каменная (галит), Ск – соли калийные (сильвинит, карналлит). Примеры обозначения формаций: И – известняковая, М-Ме – мергельно-меловая, Ги-Г-Д – гипсово-глинисто-доломитовая. Типоморфные минералы и породы геологических формаций (в кружках): Fe – гетит, гидрогетит, Al – минералы бокситов, Ф – фосфорит, Si – кремнистые минералы, К1 – каолинит, « » – глауконит, Б – битумы, сл – горючие сланцы. Дополнительные обозначения формаций (их групп): Риф – рифогенные, Кр – кремнистые, Су – сульфатонесные, Уг – угленосные, Т – туфогенные с пирокластическим материалом, состава: основного – о, щелочного – щ, щелочно-ультраосновного – щ-у, кислого – к (буква добавляется к основному индексу, например, То, Тк и т. д.); В – вулканогенные (обозначения состава соответствует обозначению пиропластики, например, Вщ, Вк). Прочие обозначения (в кружках): к – красноцветность, п – пестроцветность. Буквенные обозначения СФК 11–15 см на колонках схемы корреляции.

На схемах корреляции – слева от колонок – мощность формаций, справа – латинская буква с цифрой – принадлежность к классу и семейству СФК и его геологический возраст, важнейшие разломы (структурообразующие), стратиграфические, корреляционные границы. Например, $P_1, K_2-P_1; Per_3, O_{2-3}, A_2, R_{2-3}$.

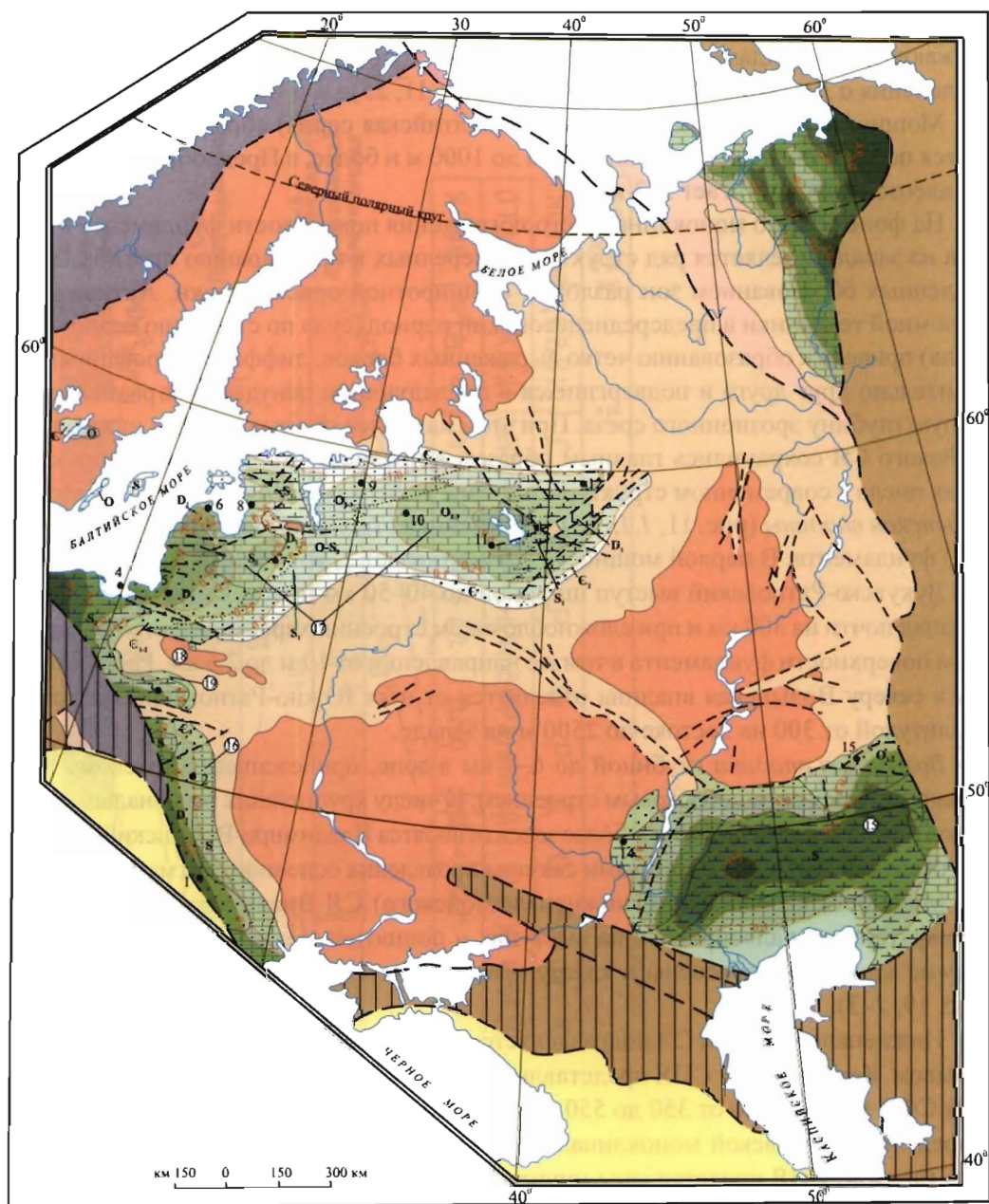


Рис. 19. Схематическая структурно-формационная карта каледонского (Є, а-D, I) структурного яруса (сост. В. П. Кириков при участии Г. Ф. Буданова (ТПП))
Усл. обозн. см. на рис. 17

Приднестровской [Вишняков и др., 1981], с глубиной залегания моноклинально погружающегося фундамента от 200–500 м на востоке до 6–8 км на западе в области сочленения с Датско-Польским прогибом (рис. 11, 25).

Мощность венд-нижнекембрийских (балтийская серия) образований увеличивается по мере погружения фундамента до 1000 м и более, в Преддобруджье, а нижнепалеозойских достигает 2–3 км.

На фоне общего моноклинального погружения поверхности фундамента с востока на запад выделяется ряд структур, поперечных к простиранию прогиба, обусловленных образованием зон разломов субширотной ориентировки. Активизация разломной тектоники в предсреднедевонский период (судя по строению осадочного чехла) привела к образованию четко выраженных блоков, дифференцированных относительно друг друга и подвергшихся в последующем денудации и размывам на разную глубину эрозионного среза. При этом наиболее полные разрезы нижнепалеозойского СЯ сохранились главным образом в пределах отрицательных структур. Из их числа в современном структурном плане выделяются *Подляско-Брестская* и *Волынская впадины* (рис. 11, 1.1, 1.3), разделенные *Луковско-Ратновским выступом* (1.2) фундамента. В первой мощность СЯ составляет 2, во второй – 3,5 км.

Луковско-Ратновский выступ шириной до 40–50 км прослеживается с востока на запад почти на 300 км и при сложноблоковом строении характеризуется погружением поверхности фундамента в том же направлении от 10 м до 2,5 км. Расположенная к северу Волынская впадина отделяется от него Южно-Ратновским разломом амплитудой от 300 на востоке до 2500 м на западе.

Волынская впадина глубиной до 6–7 км в зоне, прилежащей к краевому шву, характеризуется сложноблоковым строением. К числу крупнейших региональных разломов с амплитудами до 500 м и более здесь относятся Владимиро-Волынский (рис. 11, 9), Ровенский (10) и др., с которыми связаны проявления основного магматизма.

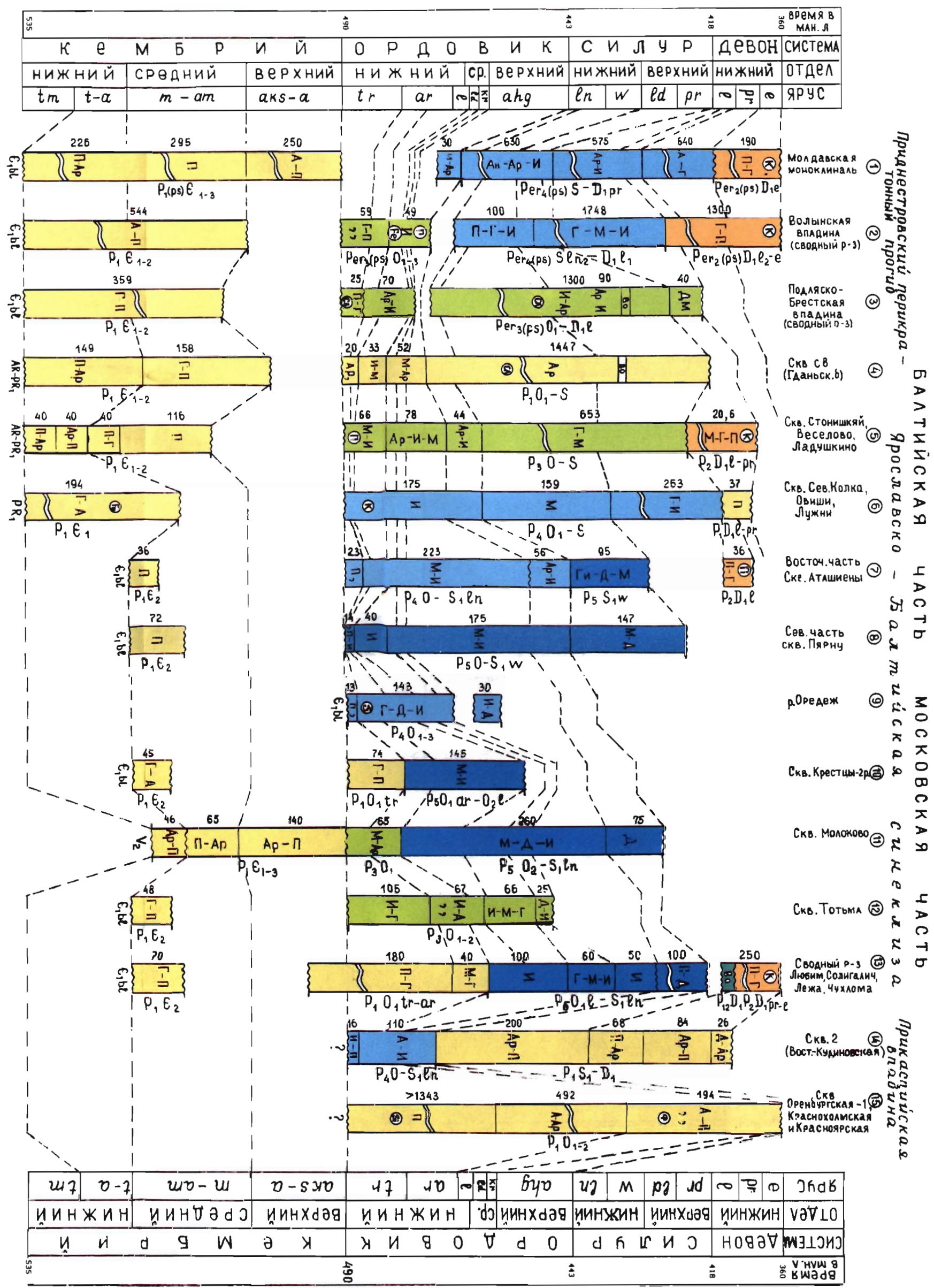
Мощность каледонского (нижнепалеозойского) СЯ Вислянско-Днестровского перикратонного палеопрогиба на выступах и поднятиях резко сокращается. Выделяемые здесь СФК отнесены к классу краевых систем – перикратонных прогибов (рис. 19, 1–3).

Нижнепалеозойский СЯ подразделяется на два подъяруса предордовикским перерывом. Кембрийский СПЯ представлен терригенным сероцветным трансгрессивным СФК мощностью от 350 до 550 м, достигающей наибольших значений (750 м) в пределах Молдавской моноклинали. Формации верхнего ордовик-нижнедевонского (лохков) СПЯ представлены инундационным терригенно-карбонатным и карбонатно-терригенным СФК. В Волынской впадине с ним связаны рифовые фации верхнесилурийского возраста, образующие цепи рифовых массивов субмеридионального простирания, которые прослеживаются на расстоянии почти в 250 км.

Нижнедевонский (пражский и эмский ярусы) СФК регрессивной стадии общей мощностью до 1 км завершает разрез СЯ глинисто-песчаной красноцветной формацией молассоидного типа.

Для СЯ в целом характерна небольшая дислоцированность слоев приразломного характера, резко усиливающаяся в зоне сочленения с Датско-Польским прогибом.

Рис. 20. Схема корреляции каледонского (Є-а-D) структурного яруса (сост. В. П. Кириков)
Усл. обозн. см. на рис. 17



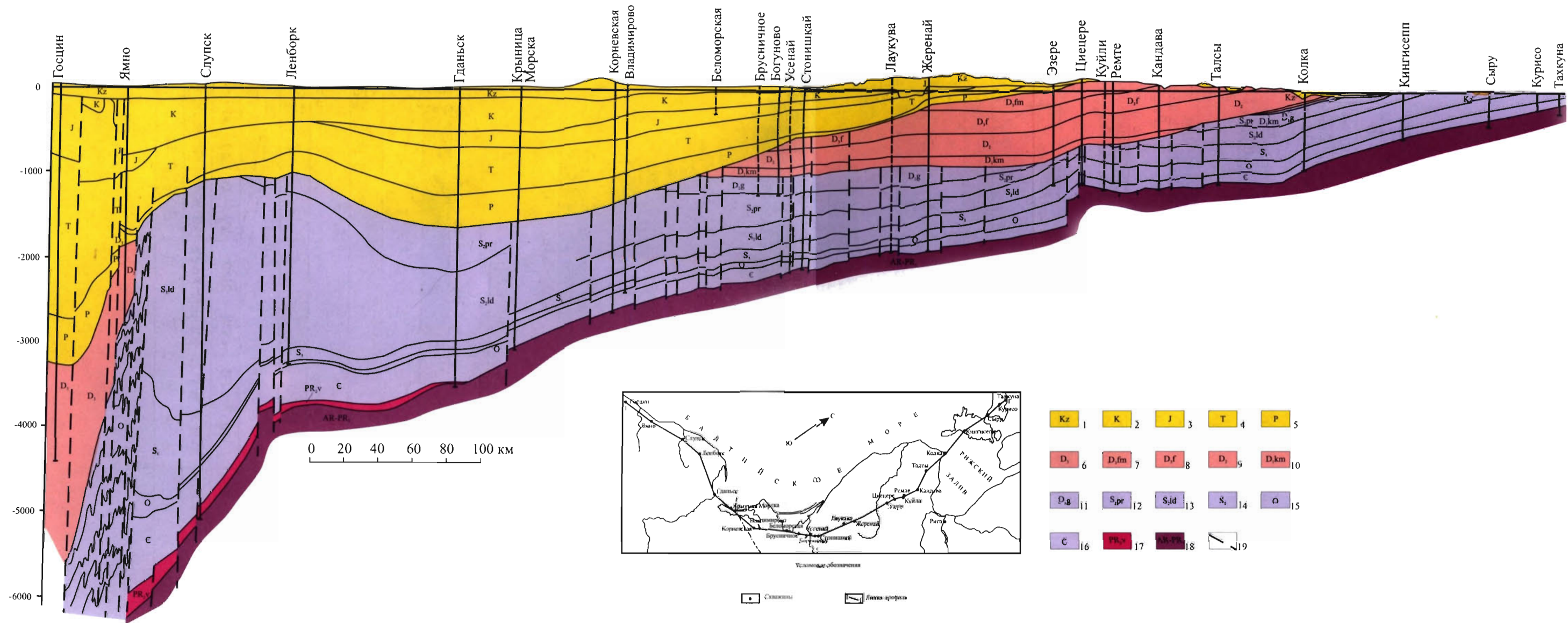


Рис. 21. Геолого-структурный разрез Балтийской синеклизы по линии Госцин–Владимирово–Колка (сост. В. П. Кириков, Россия; З. Модлинский, Польша, 1983)

Структурные ярусы чехла и слагающие их стратиграфические подразделения: 1–5 – киммерийский-альпийский: 7 – кайнозойская эратема, 2 – меловая система, 3 – юрская система, 4 – триасовая система, 5 – пермская система; 6–10 – герцинский: 6 – девонская система (нерасчлененные), 7 – девонская система, верхний отдел, фаменский ярус, 8 – девонская система, верхний отдел, франский ярус, 9 – девонская система, средний отдел (нерасчлененные), 10 – девонская система, нижний отдел, кемерский горизонт; 11–16 – каледонский: 11 – девонская система, нижний отдел, гарджайская серия, 12 – силурийская система, верхний отдел, пржидольский ярус (в Польше подляский), 13 – силурийская система, верхний отдел, лудловский ярус (в Польше седлецкий), 14 – силурийская система, нижний отдел, 15 – ордовикская система, 16 – кембрийская система; 17 – верхнебайкальский, вендская система; 18 – архейская акротема – нижнепротерозойская зонотема; 19 – разломы

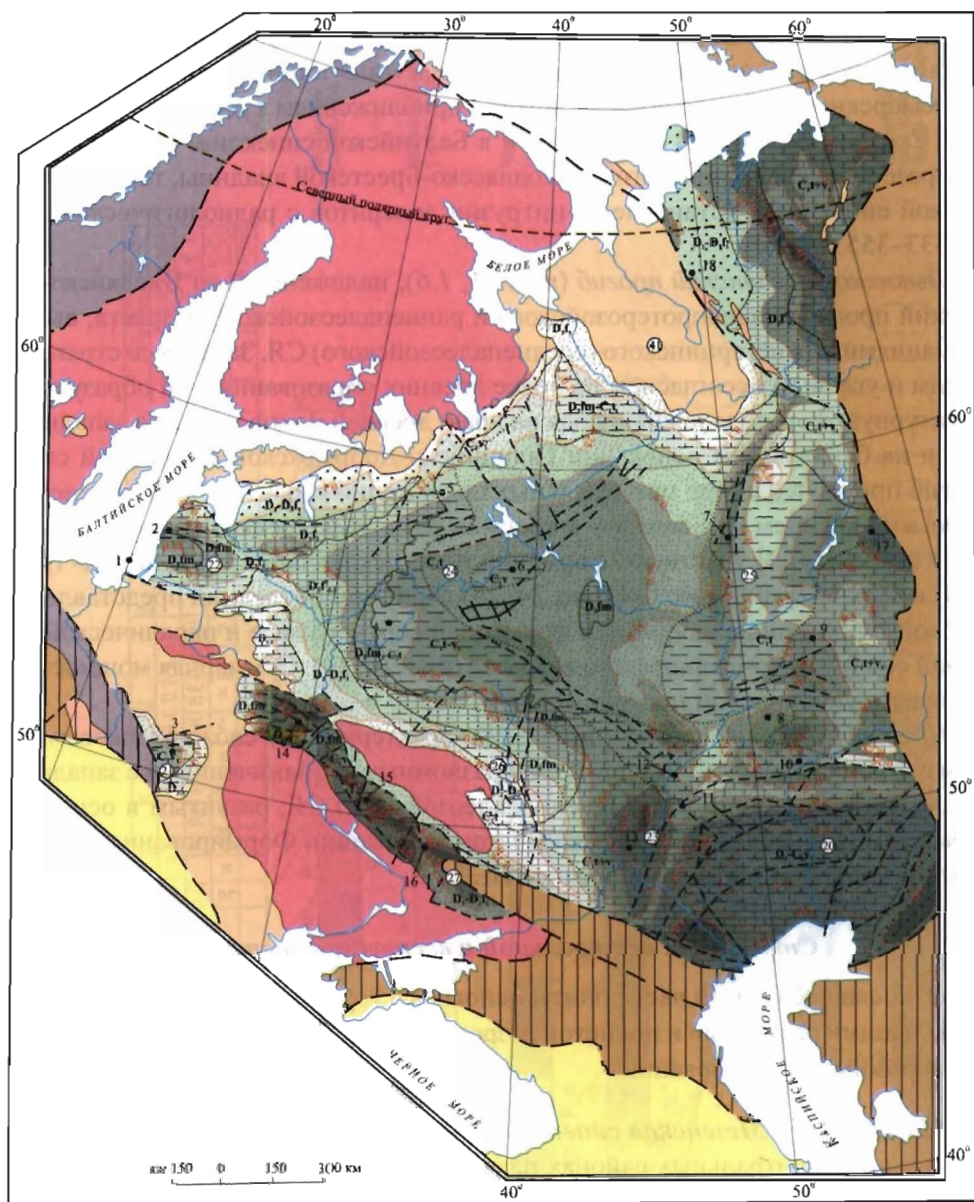


Рис. 22. Схематическая структурно-формационная карта нижнегерцинского ($D_{pr}-C_{1v}$) структурного яруса (сост. В. П. Кириков при участии Г. Ф. Буданова – ТПП)
Усл. обозн. см. на рис. 17

Латеральный ряд формаций характеризуется субмеридиональной ориентировкой, параллельной границе платформы, и закономерной сменой формаций, особенно четко проявившейся в их инундационном ряду от лагунно- и прибрежно-морских на востоке к морским глубоководным на западе с приближением к Датско-Польскому прогибу. Сходная смена СФЗ отмечалась и в Балтийской синеклизе [Modlinski, 1976]. В разрезе нижнепалеозойского СЯ Подляско-Брестской впадины, так же как и Балтийской синеклизы, установлены интрузии долеритов с радиологическим возрастом 333–355 млн лет.

Львовско-Люблинский прогиб (рис. 11, 1.6), наложенный на Вислянско-Днестровский прогиб позднепротерозойского и раннепалеозойского возраста, выполнен формациями нижнегерцинского (среднепалеозойского) СЯ. Залегая со стратиграфическим и угловым несогласием на более древних образованиях, он образует новую структурную форму, заложившуюся на краю древней платформы, а в западной части – и на байкальском основании Галицийско-Добруджской складчатой системы. Прогиб приурочен к зоне максимальных погружений вдоль линии Торнквиста–Тессейре, а на крайнем юго-западе – к краевым разломам Предкарпатского прогиба.

В строении СЯ участвуют формации пологоскладчатых СФК ниже- (рис. 22, 23, 3) и верхнегерцинского СЯ (рис. 24, 25). При этом последний представлен лишь морской терригенно-карбонатной формацией верхнего визе и паралической терригенной серпуховско-башкирского возраста (рис. 16, 16). Суммарная мощность СФК в Львовско-Люблинском прогибе достигает 1500 м.

Преддобруджский прогиб (рис. 11, 28) характеризуется сложноблоковым строением с глубиной фундамента до 10 км и разломными ограничениями с запада и юга. Он сложен нижнегерцинским (среднепалеозойским) СЯ, развитым в основном на рифейском (раннебайкальском) складчатом основании. Формирование этой структуры проходило за пределами древней ВЕП.

Структуры центральной и восточной частей ВЕП

Относящиеся к этой части плиты основные структурные элементы отличаются наибольшими размерами и полнотой разрезов слагающих их верхнепротерозойских и фанерозойских образований.

Московская и Мезенская синеклизы. Из пяти СЯ плитного комплекса, распространенных в центральных районах платформы, лишь нижний верхнебайкальский (V_2 – C_1t) выполняет чаши впадин, наиболее четко определяя их общую границу, что позволяет говорить о существовании единой Московско-Мезенской структуры погружения. Нижнегерцинский СЯ (D_1e – C_1v_1) выходит за пределы венд-нижнекембрийской структуры и распространен практически на всей территории Русской плиты. Каледонский (C_1a – D_1), верхнегерцинский (C_1v_2 – T_1), киммерийский и альпийский (J_2 – K_2) СЯ, напротив, в московской и мезенской частях рассматриваемой области погружений образуют собственные структурные формы чехла различной конфигурации. Поэтому основываясь на совпадении контура распространения верхнебайкальских отложений с гипсометрией поверхности фундамента, можно считать его границей собственно Московской и Мезенской синеклиз.

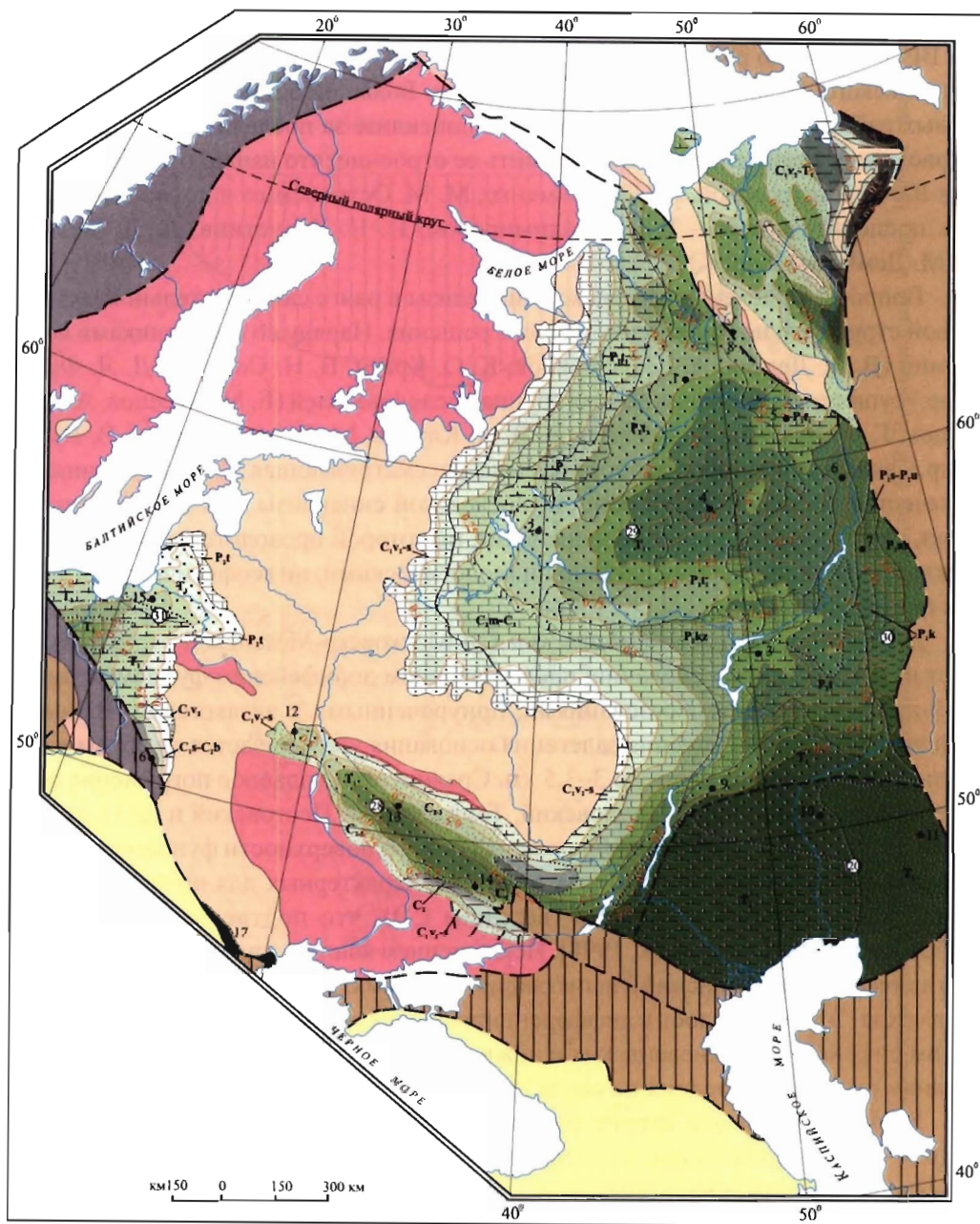
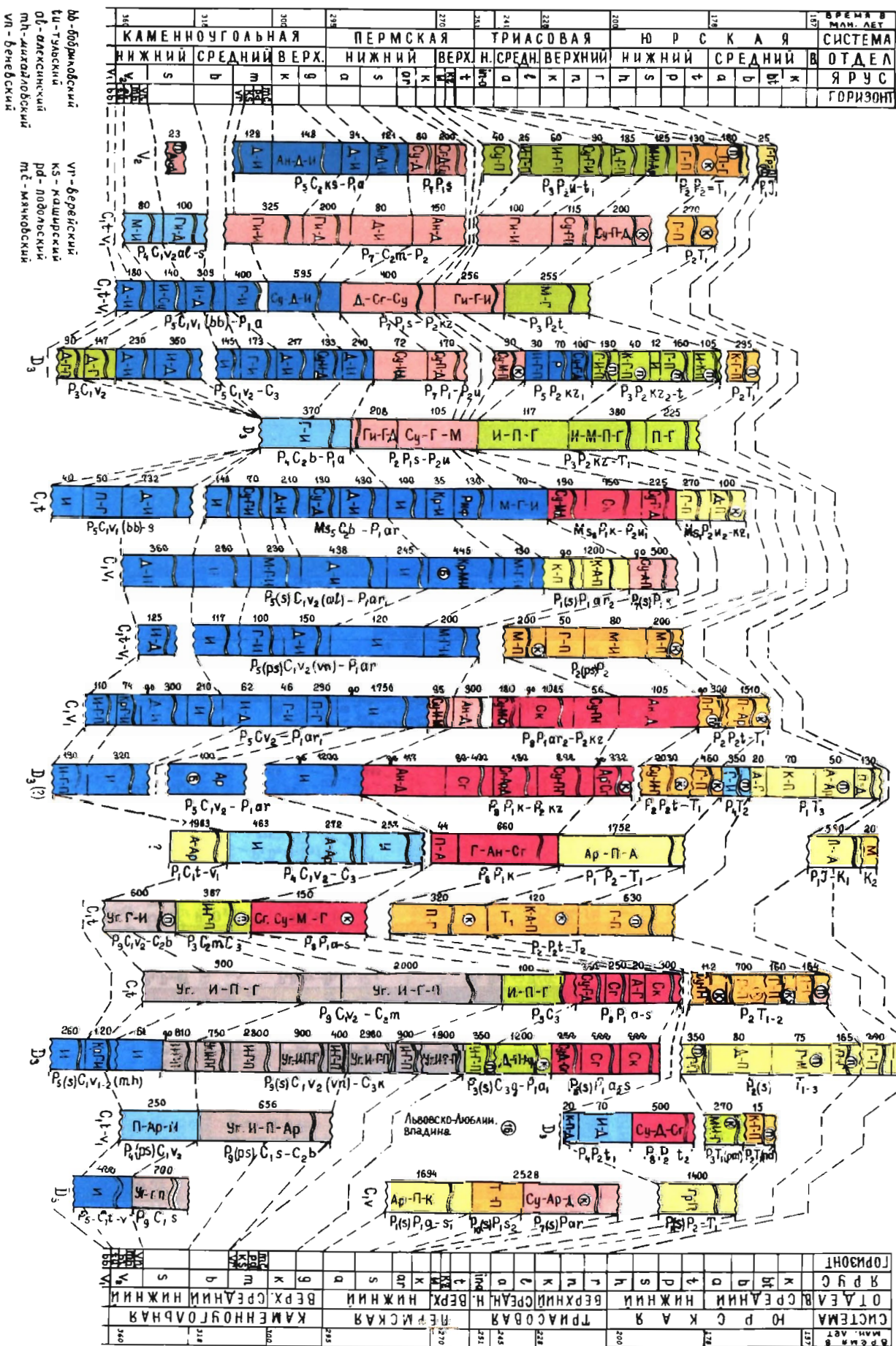


Рис. 24. Схематическая структурно-формационная карта верхнегерцинского ($C_1v_2-T_1$) структурного яруса (сост. В. П. Кириков при участии Г. Ф. Буданова – ТПП)
Усл. обозн. см. на рис. 17

Волго-Каспийская моноклинал
(Волго-Донская антиклиналь)

Прикаспийская впадина

- 1 Мезенская синеклиза
- 2 Московская синеклиза
- 3 Чога-вост. часть (вост. Прехово)
- 4 Центральная часть
- 5 С. вост.-вост. часть
- 6 Предуральский краевой прогиб
- 7 Симаненко-Чусовское Приуралье (Ково-Винер. зона)
- 8 Запад. Среднего Тимана
- 9 Приобитовая зона (Серево-Западная)
- 10 Внутренняя зона
- 11 с.в. Прикаспийская сверхглубокая
- 12 Припятский прогиб
- 13 А-Д впадина
- 14 Донбасс (переходная зона)
- 15 Польско-Литов. синеклиза (р.н. Калининграда)
- 16 Предобружский прогиб Алаутская зона



Начало изучения Московской синеклизы, занимающей центральное положение на ВЕП, положено работами А. П. Карпинского и А. П. Павлова, а позднее А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, А. А. Бакирова. Большой объем геофизических и буровых работ, проведенных в Московской синеклизе за последние три десятилетия, позволили в значительной мере уточнить ее строение, что нашло отражение в работах Ю. Е. Дмитриховской, Ю. Т. Кузьменко, М. М. Островского и др. исследователей, а в последнее время – Т. В. Владимировой, И. Н. Капустина, Д. Л. Федорова, Б. М. Демченко и др.

Вопрос о выделении Мезенской синеклизы в ранге самостоятельной надпорядковой структуры не имеет однозначного решения. Наряду со сторонниками ее автономии (В. А. Дедеев, А. К. Запольнов, К. О. Кратц, В. Н. Соколов, Д. Л. Федоров и др.) существует многочисленная группа исследователей (Е. М. Аксенов, А. А. Богданов, Г. Ф. Буданов, Р. А. Гафаров, В. А. Клубов, М. В. Мурашов, Н. В. Неволин и др.), включая и авторов данного раздела, рассматривающая Мезенскую синеклизу в качестве составной части единой Московской синеклизы. Следует отметить тот факт, что строение Сухонской седловины, по которой проводится граница двух синеклиз, в должной мере не изучено ни геологическими, ни геофизическими методами исследований.

Верхневендско-нижнекембрийский СЯ Московско-Мезенской структуры залегает на гетерогенном основании, представленном дорифейским фундаментом и рифей-нижневендскими образованиями, приуроченными к авлакогенам. В московской части структуры глубина залегания основания увеличивается от обрамляющих поднятий к осевой ее части до 3–3,5 км. Сравнительно плавное погружение осложняется рядом выступов (Нелидовский, Торжковский, Пестовский и др.) с амплитудами до 300–400 м. Дифференцированный рельеф поверхности фундамента, осложненный системой многочисленных разломов, характерных для нижнего СЭ, нивелируется плитным комплексом (верхним СЭ), что подтверждается данными сейсморазведки [Орлов и др., 1998]. Исключением явились участки авлакогенов (Солигаличский, Рослятинский), испытавших инверсию в плитный период формирования чехла. Это выразилось в дифференцированных поднятиях блоков фундамента, а с ним рифейских, верхневендских и нижнекембрийских образований и практически полном размыве последних на своде Рыбинско-Солигаличского поднятия (рис. 26).

В Мезенской части структуры (рис. 11) по новым данным МОГТ [Федоров и др., 1997] верхневендская поверхность полого погружается от Балтийского щита к осевой части впадины с отметок от 1,5 до 2 км. Последняя приурочена к Яренскому грабену Среднерусской системы авлакогенов, в котором и к западу от него выделяется Среднемезенская впадина (по Дедееву, 1982) с глубиной залегания рифейского основания 2,5–2,8 км. С востока она ограничена Мезенско-Вашкинским мегавалом с глубиной залегания рифейского основания 1,2–2,2 км, находящимся над одноименным поднятием фундамента.

По границе с Тиманом по поверхности рифейских отложений выделяются перикратонные прогибы Сафоновский (рис. 11), а в Приуралье – Вычегодский с глубиной залегания более 3 км.

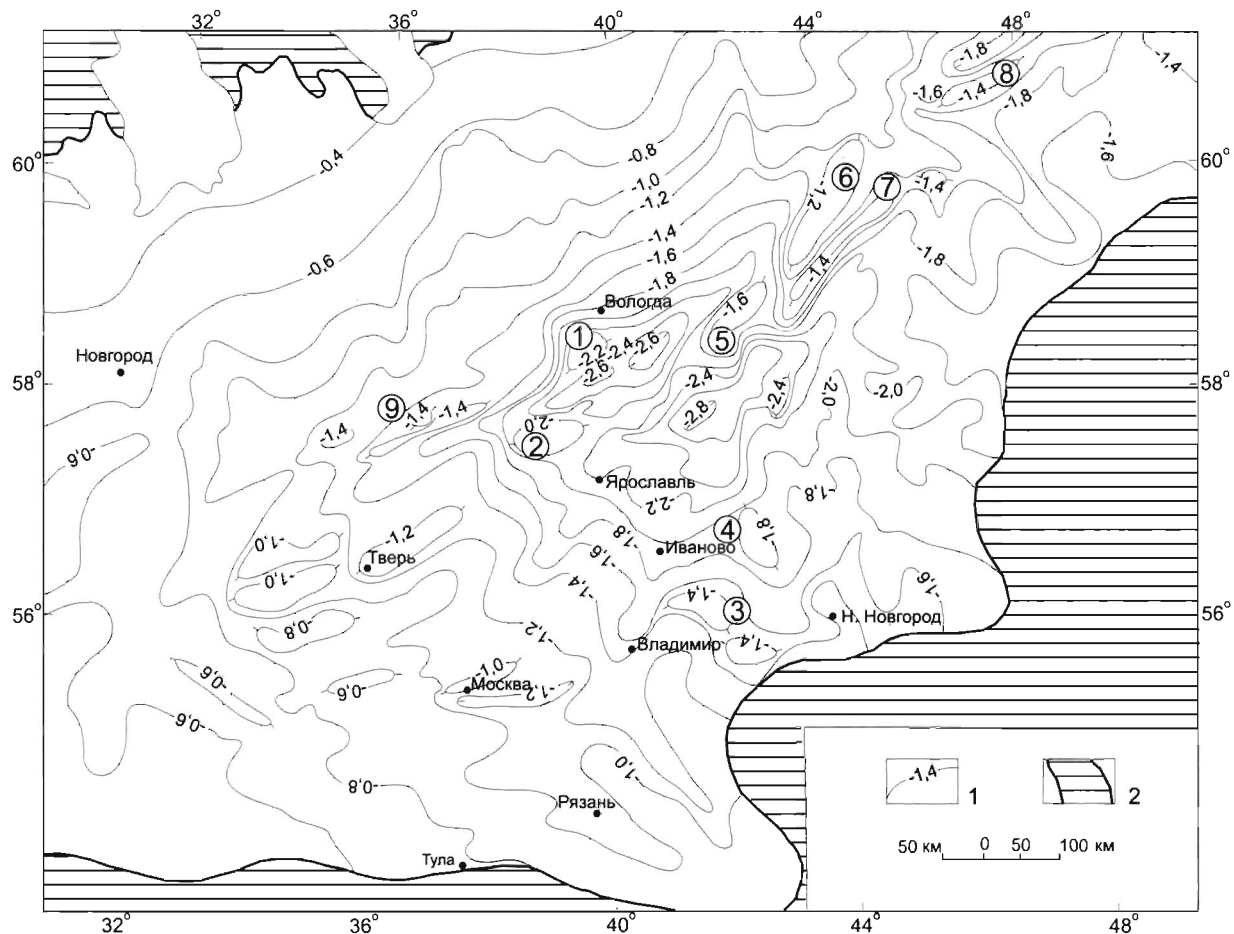


Рис. 26. Структурная карта кровли вендских отложений Московской синеклизы (по Т. В. Владимировой и др., 1998, с изменениями В. П. Кирикова)

1 – страгоизогипсы, в км; 2 – области отсутствия отложений. Цифры в кружках – своды (1 – Вологодский, 2 – Рыбинский, 3 – Гороховецкий, 4 – Решминский); валы (5 – Солигаличский, 6 – Кулибаровский, 7 – Рослятинский, 8 – Котлинский, 9 – Московская флексура)

Общее моноклинальное залегание доверхневендской поверхности, по данным сейсмических исследований МОГТ, осложнено мелкими структурными формами. К числу наиболее изученных относится Мезенский вал амплитудой до 300 м, имеющий, видимо, надразломный характер. В центральной части синеклизы, кроме Мезенского, выявлен ряд структурных элементов северо-западного простирания, имеющих, возможно, инверсионный характер.

Верхневендско-нижнекембрийский СЯ Московско-Мезенской структуры представлен довольно однообразным набором терригенных формаций. Смена их в вертикальном ряду свидетельствует о трансгрессивно-регрессивном характере развития бассейна седиментации, а изменения в латеральном ряду – от грубообломочных формаций в краевых частях структуры к более мелкозернистым в ее внутренней части (рис. 17, 18) – о близости границ палеобассейна к современным.

Залегающая в основании СЯ континентальная гравелито-песчаниковая формация в объеме плетневской свиты редкинского горизонта (66 м) выполняет понижения рифей-ранневендского рельефа. Вышележащей широко распространенной алевролитоглинистой формации (до 450 м) соответствуют гавриловоямская и непейцинская свиты морской вулканокласто-алевролитоглинистой субформации, представленной выдержанными на площади маркирующими горизонтами глинистых туффитов с прослоями пепловых туфов. К регрессивной части СЯ относятся формации терригенных сероцветного и пестроцветного СФК – в объеме любимской и решминской свит в московской части синеклизы, мезенской и падунской свит – в ее мезенской части. Суммарная мощность формаций, слагающих венд-кембрийский СЯ, от 500–700 м в краевых частях синеклизы до 1000–1500 м в центральной и северо-восточной (Мезенской) ее части. В Притиманской части синеклизы (Сафоновском прогибе) она достигает 1500–2000 м.

Помимо инверсионных валообразных структур в южной и юго-восточной краевых частях синеклизы выявлены также кольцевые структуры Калужская, Каверинская и др.

Нижнекембрийско-нижнедевонский СЯ, представленный двумя подъярусами (рис. 20, 5–13), распространен в западной и центральной приосевых частях Московской синеклизы, характеризуется широтным простиранием и мощностью до 700, реже 1000 м. Он образует новую структурную форму – Ярославский прогиб (Пошехонский, по Ю. Т. Кузьменко, 1982) с простиранием, унаследованным от вендского этапа развития Московской синеклизы. Замыкающийся на северо-востоке где-то на границе Рослятинского авлакогена, на западе он открывается в Балтийскую синеклизу, образуя единую Ярославско-Балтийскую синеклизу (рис. 19). Наиболее полные разрезы СЯ, представленные терригенными кембрийскими и терригенно-карбонатными ордовикскими и местами силурийскими формациями (рис. 20, 11, 13) приурочены к Грязовецко-Тарногскому и Ярославско-Галичскому компенсационным прогибам, (рис. 19, 17; 11, 3.4, 3.5), формировавшимся по обе стороны от сопряженного с ними Рыбинско-Сухонского мегавала (рис. 11, 3.3). Последний образовался в это время над инверсионным выступом Солигаличского и Рослятинского авлакогенов

(рис. 11, 3). С тектонически активной зоной авлакогенов связаны и проявления вулканизма на заключительной раннедевонской стадии формирования СЯ. Она фиксируется регрессивной терригенной красноцветной формацией мощностью 130 м нижнего (?) девона, сменяющейся выше туффитово-песчаниковой и базальтовой пирокластической формациями (мощностью до 25 м), содержащими пластовые тела долеритов мощностью 1–5 м (рис. 22, 13).

Нижнедевонско-нижневизейский (среднепалеозойский) СЯ Московской синеклизы, по сравнению с *верхневенд-нижнекембрийским СЯ*, характеризуется изменением структурного плана главным образом за счет переориентации своей оси на более широтную со смещением ее к югу, а также общим наклоном к центру структуры и приобретением ею изометричной формы. На мезенской части вендской Московско-Мезенской синеклизы образования среднепалеозойского СЯ отсутствуют, и контур ее замыкается в области Кулойского выступа (рис. 22, 41). Граница Московской синеклизы на среднепалеозойском этапе с Волго-Уральской антеклизой наиболее четко фиксируется по рельефу фундамента высокоамплитудным сбросом (до 800 м) и сопряженными с ним дислокациями чехла. В отличие же от нижнепалеозойского СЯ, открытого на запад, среднепалеозойский, ограничиваясь на западе Латвийской седловиной, ориентирован на восток и юго-восток в сторону Уральско-го подвижного пояса и Прикаспия. Глубина залегания основания СЯ изменяется от 500 м на западе до 2000 м на востоке в области сочленения с Волго-Уральской антеклизой. Мощности СЯ также возрастают на восток (до 1000 м) по двум ветвям, приуроченным к зонам рифейских авлакогенов – Солигаличского и Пачелмского, что свидетельствует об унаследованной активности этих зон и в среднем палеозое.

В составе среднепалеозойского СЯ Московской синеклизы участвуют четыре СФК (рис. 23, 4–6). Стадийность СЯ выражена в преобладании в нижней его части терригенных формаций с участием сульфатно-карбонатных в эйфеле, карбонатных (среднефранский–нижнефаменский подъярусы) в инундационной стадии сульфатно-карбонатных и карбонатно-терригенных формаций регрессивного ряда в верхах разреза (средний фамен–турне). Граница Московской синеклизы с Волго-Уральской антеклизой на разных стадиях существовавшего девонского осадочного бассейна имела разное выражение. На ранней трансгрессивной стадии она фиксировалась распространением ниже-среднедевонских формаций в Московской синеклизе, отсутствующих на большей части территории Волго-Уральской антеклизы. Для среднефранско-нижнефаменских формаций инундационной стадии характерно максимально широкое их распространение на всей территории Русской плиты, обусловленное существовавшим в то время осадочным бассейном, распространившимся практически на все тектонические элементы платформы, включая Волго-Уральский массив. Завершает разрез СЯ угленосный терригенный СФК, содержащий в периферических частях синеклизы, главным образом прилежащих к Балтийскому щиту (Тихвинский район) и Воронежской антеклизе (Белгородский р-н), залежи бокситовых пород бобриковского–тульского возраста мощностью в несколько десятков метров [Геол. строение..., 1985].

Верхневизейско-нижнетриасовый СЯ в границах Московской синеклизы выделяется по рельефу фундамента и венд-палеозойского СЯ (рис. 24). Характеризуется преобладанием в разрезе терригенно-карбонатных, карбонатных и сульфатно-карбонатных СФК в стратиграфическом диапазоне от верхов визейского яруса нижнего карбона до нижнеартинского подъяруса нижней перми (рис. 25, 2), отражающих трансгрессивно-регрессивную стадии его образования. Главные перерывы в морском осадконакоплении, сопровождаемые образованием континентальных терригенных формаций, отмечаются на границе башкирского и московского ярусов среднего карбона, а также в начале и конце рассматриваемого возрастного интервала. Лишь в северной части Мезенской структуры верхняя часть сульфатно-карбонатной ассельско-сакмарской формации замещается соленосной формацией сакмарского возраста мощностью до 200 м (рис. 25, 1).

Завершается разрез СЯ песчаниковой, глинисто- и гравелито-песчаниковой краснокрасными формациями позднепермского (верхнетатарский подъярус)–раннетриасового возраста мощностью до 300 м.

Глубина залегания и мощность СЯ в целом увеличиваются с запада на восток, достигая на границе с Волго-Уральской антеклизой 1,0–1,2 км. По своим морфологическим особенностям, характеру изменения формационных рядов и их мощностей сформировавшаяся в это время новая структурная форма – моноклиза – охватывает не только восточную часть Московской и Мезенскую синеклизы, но и всю территорию Волго-Уральской антеклизы и Предуральского прогиба. При этом формирование ее теснейшим образом было связано с начавшейся в среднем карбоне инверсией Уральской геосинклинали.

Волго-Уральская антеклиза (9), занимающая обширную территорию на востоке ВЕП, на западе отделена от Московской синеклизы сравнительно крутым уступом, выраженным как в фундаменте, так и в чехле, а на юге по системе ступенчатых разломов граничит с Прикаспийской впадиной. На юго-западе через Рязано-Сердобскую седловину она сочленяется с Воронежской антеклизой, на севере и северо-востоке ограничивается Вычегодской впадиной и частью Предтима́нского прогиба.

Наиболее полное отражение эта структура нашла в работах Р. Н. Валеева, Р. Б. Давыдова, В. А. Клубова, М. Ф. Мирчинка, О. М. Мкртчяна, В. Д. Наливкина, Л. Н. Розанова, Ф. И. Хатянова, Р. О. Хачатряна и др.

Основанием антеклизы является сильно расчлененный массив кристаллического фундамента, протянувшийся почти на 800 км по широте и 1000 км по долготы. Глубина залегания фундамента изменяется от 0,8–1,5 до 2,5–3 км на сводах и увеличивается до 4–5 км на склонах антеклизы, а в южных и юго-восточных районах – до 8–12 км (рис. 12). В сторону прилежащих к антеклизе впадин происходит ступенчатое погружение фундамента по разломам с амплитудой до нескольких километров, главным образом на юго-западном, южном и юго-восточном ее ограничениях. На них распространены СВК венда, слагающие на востоке и северо-востоке упомянутые выше перикратонные погружения.

Рельеф поверхности фундамента антеклизы представляет собой совокупность систем изометричных поднятий-сводов, куполов, отдельных выступов и мульд, а

также впадин и грабенообразных прогибов, характеризующихся определенной тектонической зональностью. Основную сводовую часть антеклизы составляют две зоны поднятий меридионального простирания: западная – *Токмовско-Котельничско-Сыктывкарская* (9.1–9.3) и восточная – *Татарско-Коми-Пермяцкая*, представленная Южно-Татарским (9.6), Северо-Татарским (Немским) (9.5) и Коми-Пермяцким (9.4) сводами (рис. 11). Зоны поднятий разделены рифейским Вятско-Кажимским авлакогеном и наследующим его девонским Казанско-Кажимским грабенообразным прогибом.

Наиболее высокие гипсометрические отметки фундамента имеют Токмовский (800 м), Татарский (1520 м) своды, Кукморский (1438 м) и Лойненский (1597 м) выступы Коми-Пермяцкого свода (рис. 12). Относительные превышения сводов над разделяющими их седловинами, грабенами и впадинами изменяются от нескольких десятков до 1000 м (Токмовский свод).

На восточном погружении антеклизы выделяется *Красноуфимское*, или *Пермско-Башкирское* [Клубов, 1978], *сводовое поднятие* с абсолютными отметками фундамента 2800–3000 м на вершинах структуры. Оно имеет северо-западное простирание и ограничивает с востока Калтасинскую впадину (рис. 12). В девонском структурном плане на месте этого поднятия выделяются: на севере – *Пермский выступ* (рис. 11, 9.9), наследующий структуру фундамента, на востоке – новообразованный наложенный *Башкирский свод* (9.10) [Мкртчян, 1980]. Первый характеризуется горстообразным строением, крутыми бортами, простиранием и наклоном свода в северо-восточном направлении, осложнен по оси структуры Краснокамским валом и уступом отделен от Предуральского прогиба. Второй имеет запад-северо-западную ориентировку и общее погружение в этом же направлении. Он характеризуется асимметричным строением с пологим северным и крутыми восточным и южным склонами и вершиной, смещенной к юго-востоку, где по тектоническому контакту сочленяется с выступом складчатых уралид Каратау. Склоны свода осложнены многочисленными вало- и куполообразными структурами чехла.

На южной периферии Волго-Уральской антеклизы в структуре фундамента и осадочного чехла выделяются *Жигулевско-Пугачевский* (9.11), *Оренбургский* своды (9.7) и *Соль-Илецкий выступ* (9.8). *Жигулевско-Пугачевский* свод характеризуется резко асимметричным строением: на севере и северо-западе он ограничен глубинным разломом и крупным взбросом (Жигулевский вал), по которому сочленяется с юго-западной ветвью Мелекесской впадины (9.15), выделяющейся под названием Ставропольского прогиба [Хачатрян, 1979], или Кузнецовского грабена [Объясн. зап. ..., 2000], отделяющей его от Токмовского свода. На юге он граничит с Прикаспийской (5), а на востоке – Бузулукской (9.13) впадинами, на юго-западе – Нижневожским прогибом (22).

Поверхность свода осложняют выступы Балаковский, Марьевский, Клиновский и др. с глубиной залегания фундамента 1850–2000 м абс. высоты и 3000–4000 м у основания свода. Соль-Илецкий выступ (9.8), находящийся в юго-восточном углу антеклизы с глубиной залегания фундамента 4500–5000 м, по системе тектоничес-

ких ступеней сочленяется с Прикаспийской впадиной. Прослеживающийся в северо-западном направлении на расстояние более 200 км Оренбургский свод (9.7) ограничивает с запада Бузулукскую впадину, а на востоке открывается в Восточно-Русский перикратонный прогиб. Глубина залегания фундамента изменяется от 3 км на северо-западе до 5 км на юго-востоке в пределах Соль-Илецкого выступа. На северо-западе Оренбургский свод в рельефе фундамента отделен от Татарского свода рифейским Сергиевско-Абдулинским авлакогеном. В структуре чехла граница их проходит по Большекинельскому валу и его восточному флексурному продолжению. К числу наиболее значительных отрицательных структур, сложенных среднепалеозойским СЯ, относятся *Верхнекамская* (9.12), *Бузулукская* (9.13), *Мелекесская* (9.15) впадины и *Казанско-Кажимский прогиб* (9.16), наследующий простираение рифейского авлакогена.

В пределах Верхнекамской впадины, начавшей свое развитие еще в позднем венде в составе Восточно-Русского перикратонного погружения, в основании чехла залегают формации верхнебайкальского СЯ, представленные терригенным, в основном сероцветным СФК верхнего венда общей мощностью более 800 м (рис. 19). Сходные по составу СФК верхнего венда известны и в Шкапово-Шиханской впадине, занимающей южную часть Восточно-Русского перикратонного погружения. Суммарная мощность верхневендских образований в пределах этого прогиба увеличивается с запада на восток, переходя в сылвинкую серию на Среднем Урале и ашинскую серию на Южном Урале.

Нижнедевонско-нижневизейский СЯ. Сложноблоковая структура поверхности фундамента Волго-Уральской антеклизы находит отражение и в изменении, местами резком, глубины залегания и мощности девон-нижневизейского СЯ на сводах и разделяющих их седловинах и впадинах. Амплитуда изменения мощностей в ряде случаев достигает 700–800 м (Казанско-Кажимский прогиб). В пределах последнего установлены и максимальные мощности СЯ, достигающие 1500 м, где только по нижнефранским отложениям она составляет почти 700 м (рис. 23, 7). Наиболее полные разрезы СЯ и максимальные значения его мощностей известны также в Бузулукской впадине (до 920 м).

Анализ геофизических материалов, в значительной степени подтвержденных бурением, свидетельствует о важнейшей роли разломов в строении антеклизы. Помимо рассмотренных выше структур I и II порядков, в фундаменте антеклизы установлены по системам тектонических нарушений многочисленные малоамплитудные (50–100 м) узкие и протяженные грабены (0,5–2 × 100–120 км), выполненные чаще всего среднедевонскими отложениями, создающие его горсто-грабеновую структуру. Впервые описанные В. Д. Наливкиным (1949), они фиксируются преимущественно в пределах Южно-Татарского свода, хотя в последнее время установлены и в других районах антеклизы [Шашель и др., 2002]. В ее юго-восточной части по данным сейсморазведки МОГТ и глубокого бурения выявлена Камелик-Чаганская зона (150 × 60 км) тектонических нарушений субширотной ориентировки с амплитудами смещения средне- и верхнедевонских (франских) отложений до нескольких

десятков и сот метров. Связанные с ними деформации чехла имеют сбросово-сдвиговый характер, вызванный первичными растяжениями с последующими сжатиями и диагонально-сдвиговой трещиноватостью [Шашель и др., 1997]. Наиболее рельефно на поверхности фундамента и осадочном чехле Бузулукской впадины выражена Жигулевско-Самаркинская зона дислокаций, являющаяся восточным продолжением Жигулевского вала, прослеживаясь на расстояние более 150 км.

С движениями по разломам связаны и надвиговые структуры, установленные на целом ряде площадей, главным образом в восточных районах Волго-Уральской антеклизы [Камалетдинов и др., 1991; Казанцев и др., 19966].

С активной разломной тектоникой в пределах Волго-Уральской антеклизы связаны проявления магматизма в Казанско-Кажимском прогибе и на Татарском своде, приуроченные к пашийскому и тиманскому горизонтам нижнефранского подъяруса. В прогибе они известны на Радаевской площади и в районе горы Сырьяны (туфы и туффиты пашийского горизонта мощностью до 29 м), а также в р-не Казакларского поднятия, где вулканогенные образования слагают лавовый покров мощностью от 40–60 до 100–160 м (рис. 23, 7), представленный чередованием массивных и миндалекаменных разностей андезитовых порфиритов [Войтович и др., 1974; Милеева, 2000]. Отсутствие в кровле вулканогенной толщи кор выветривания и наличие участков песчано-глинистых пород с прослоями известняков с редкой фауной среди эффузивов, свидетельствует в пользу подводного излияния андезитовых лав, возможно, одновременного с осадконакоплением. С сетью разломов связаны и излияния андезитовой магмы тиманского времени (50 м) в пределах Немского и Татарского сводов.

Начало образования Волго-Уральской антеклизы на большей части Волго-Камского щита относится к эмсу и раннему эйфелю, а на ряде структур (Котельничский, Башкирский, Жигулевско-Пугачевский своды) – к позднему эйфелю и живету. Исключением является Соль-Илецкий выступ, в пределах которого проводящимися в последнее время геолого-геофизическими работами на Оренбургском валу установлено присутствие ордовикских отложений вскрытой мощностью до 3500 м (в зоне разлома), залегающих на породах фундамента, и отсутствие девонских отложений в его сводовой части, где на поверхности ордовика, а местами рифея, залегают турнейские отложения нижнего карбона. При этом в 5 км к северу от Оренбургского разлома, в Урало-Сакмарском грабене, отделяющем Соль-Илецкий выступ от Оренбургского свода, скважинами на Татищевской и Шуваловской площадях пройден полный разрез девонских отложений [Деникевич, 1998]. На Оренбургском своде ордовикские отложения отсутствуют, и девонские залегают непосредственно на породах фундамента или рифея.

Основание девонского разреза слагают формации терригенного сероцветного СФК (эмс, местами нижний эйфель, 100 м), залегающие как на породах фундамента, так и верхнего протерозоя. Выше они сменяются с небольшим перерывом (ранний эйфель) карбонатно-терригенным, а затем, со среднего франа, – карбонатным СФК, слагающими большую часть девонского разреза. Существенную роль в разре-

зе среднепалеозойского СЯ сыграли также доманиковые и рифогенные формации, приуроченные главным образом к специфической седиментационной структуре – *Камско-Кинельской системе некомпенсированных прогибов* (ККСП). Пересекая с северо-востока на юго-запад всю территорию антеклизы, они наложены на ее различные структурные элементы, преимущественно отрицательные, включая склоны сводов и выступов (рис. 11). В этой системе прогибов и впадин с плоскими днищами глубиной до 400 м и флексуобразными бортами с семилукского времени и до раннего турне включительно накопилась сравнительно маломощная (250–300 м) формация доманика – глубоководных битуминозных кремнисто-глинисто-известняковых пород. На бортах прогибов распространены рифогенные постройки общей мощностью до 450–650 м, образующие многочисленные поднятия и валы (рис. 23, 9). Следует отметить, что структура ККСП не находит отражения ни в подстилающих ее нижнефранских отложениях, ни в поверхности фундамента. До сих пор нет единого мнения о происхождении ККСП.

На северо-востоке Волго-Уральской антеклизы формации плитного карбонатного СФК по Западно-Тиманскому разлому переходят в складчатые терригенный сероцветный и вулканогенно-терригенный СФК, распространенные на Тиманском поднятии (рис. 23, 18).

На восточном погружении антеклизы отмечается значительное увеличение глубины залегания среднепалеозойского СЯ (до 2,5 км) при соответствующем увеличении его мощности. Для верхней части СЯ характерна еще большая карбонатность слагающих его формаций, свидетельствующая о длительно существовавшем морском бассейне, открытом на восток и юго-восток.

Верхнюю часть среднепалеозойского СЯ Волго-Уральской антеклизы составляют плитные терригенный и карбонато-терригенный угленосные СФК. Его формации перекрывают как сводовые части структур, так и впадины Волго-Уральской антеклизы. Угленосная формация радаевско-бобриковского времени в Камско-Кинельской системе прогибов сыграла компенсационную роль, заполнив недокомпенсированные на 250 м прогибы.

Завершает строение *нижнедевонско-нижневизейского* СЯ в Предуралье угленосная глинисто-песчаная формация бобриковского–тульского возраста мощностью до 220 м (рис. 23, 17).

Верхневизейско-нижнетриасовый СЯ, широко распространенный в центральных и восточных районах платформы, слагает единую структурную форму типа моноклизы (*Волго-Камской*), перекрывающую погребенные Московскую, Мезенскую синеклизу и Волго-Уральскую антеклизу (рис. 24). Границы этих структур, выраженных главным образом в рельефе фундамента, фиксируются лишь сменой формаций в латеральных рядах СЯ. Проявляется это в замещении сульфатно-карбонатного СФК Московской синеклизы преимущественно карбонатным СФК Волго-Уральской антеклизы (рис. 25, 2, 4). В пределах последней сульфатно-карбонатный СФК выделяется лишь в стратиграфическом объеме нижней перми (до уфимского

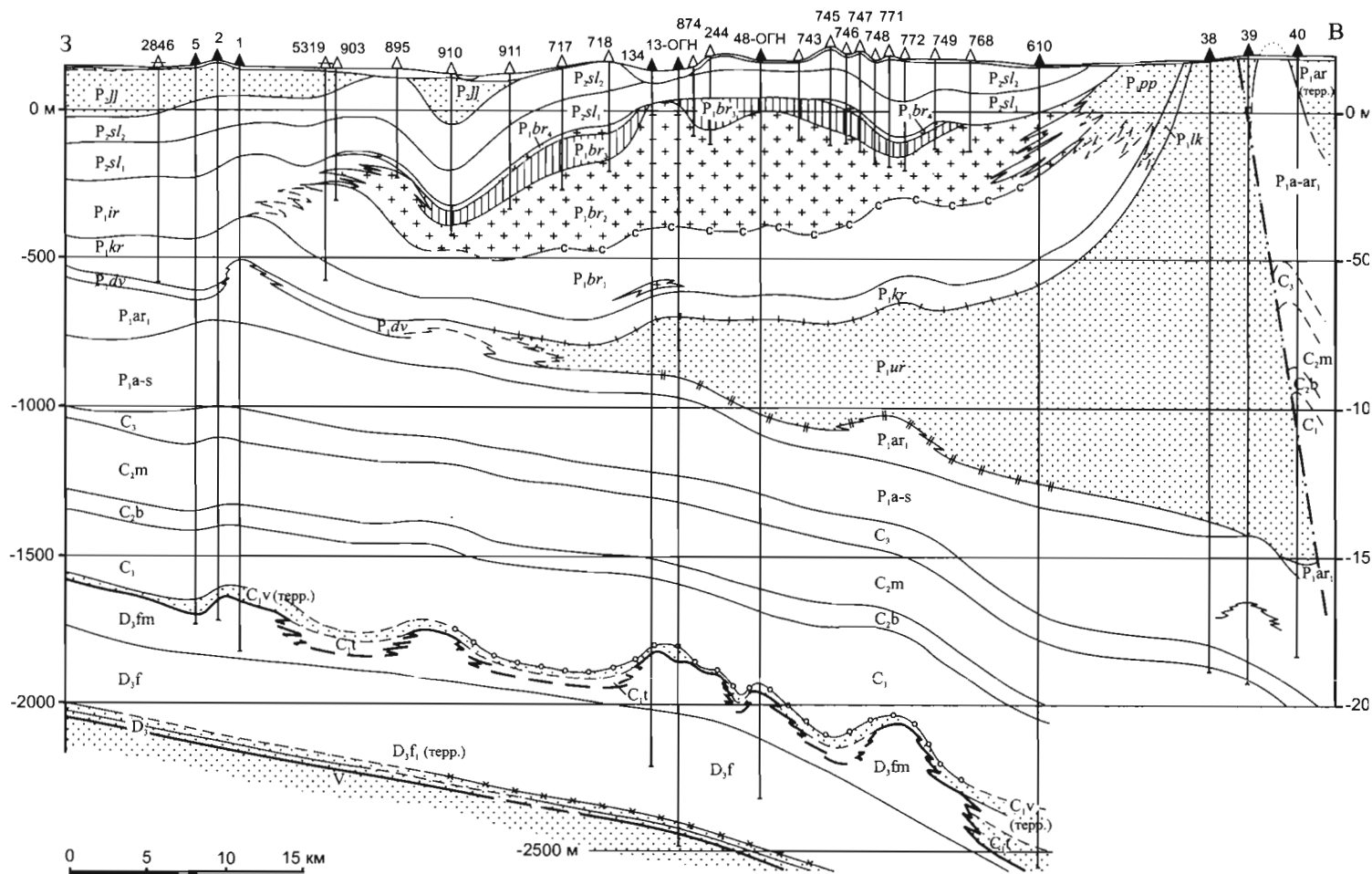
яруса) с мощностью, не превышающей 310 м. Большая же часть разреза СЯ, от верхнего визе до верхнего карбона включительно, мощностью до 1400 м представлена в основном доломитово-известняковыми формациями, включая рифовую (пермь). Завершает разрез СЯ Волго-Уральской антеклизы карбонатно-терригенный СФК среднепермско-раннетриасового возраста, представленный пестроцветными, преимущественно терригенными формациями суммарной мощностью до 800 м.

Восточная часть антеклизы, представленная теми же СФК, что и центральная, но с большим содержанием известняковых пород, сменяется в Приуралье пологоскладчатым терригенно-карбонатным, преимущественно известняковым СФК большего стратиграфического объема (от башкирского яруса карбона до артинского яруса перми включительно) суммарной мощностью до 1300 м (рис. 25, б). В этом СФК присутствует рифогенная формация ассельско-артинского возраста, прослеживающаяся узкой меридиональной полосой по границе Предуральского краевого прогиба. Географическое положение рифогенной формации определялось развитием краевого прогиба, миграция которого в сторону платформы оказывала на протяжении всего пермского периода значительное влияние на осадконакопление.

Предуральский краевой прогиб (рис. 11, 2б) как новообразованная структура, генетически связанная в своем развитии с Уральской складчатой системой, начала формироваться со среднего карбона. Прослеживающийся от Карского моря до Прикаспийской впадины, этот прогиб в пределах ВЕП представлен впадинами – Соликамской (26.1), Юрюзано-Сылвенской (26.2) и Бельской (26.3), – разделенными поперечными поднятиями. В Прикаспийской впадине он продолжается вдоль ее восточного борта вплоть до района Актюбинска.

Прогиб выполнен флишевой и главным образом молассовой формациями, смятыми в линейные складки и нарушенными многочисленными надвигами со стороны Уральского орогена (рис. 27). Тектонические деформации затухают вверх по разрезу и в сторону платформы, где фиксируется и более пологое крыло прогиба. Ширина предуральской части прогиба достигает 100 км и более, а его восточная часть перекрыта надвинутыми складками Урала на расстоянии до 50 км. При этом сам прогиб в процессе своего формирования смещался в сторону платформы. Образование его началось в разных частях в разное время – от среднего карбона на юге до начала перми на севере.

Различно и время окончания формирования прогиба в разных его частях: в Бельской впадине – это средний триас, в Юрюзано-Сылвенской и Соликамской впадинах – начало поздней перми. Разновременность формирования прогиба в разных его частях подтверждается анализом латерального ряда формаций верхнекаменноугольно-нижнепермского (ассельский ярус – нижнеартинский подъярус) возраста. Они меняются от платформенных на востоке Волго-Уральской антеклизы до орогенных на восточном борту Предуральского краевого прогиба, зоны его надвигов. В этом ряду выделяются формации (с запада на восток) сульфатно-известняково-доломитовая (до 600 м), платформенная Волго-Уральской антеклизы, замещающаяся рифогенной (800–850 м) на западном борту прогиба. Последняя по карбонатному



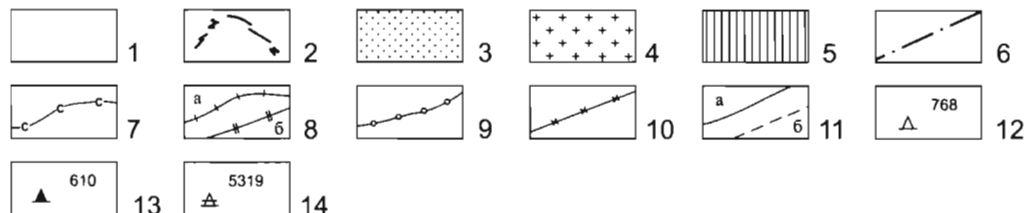
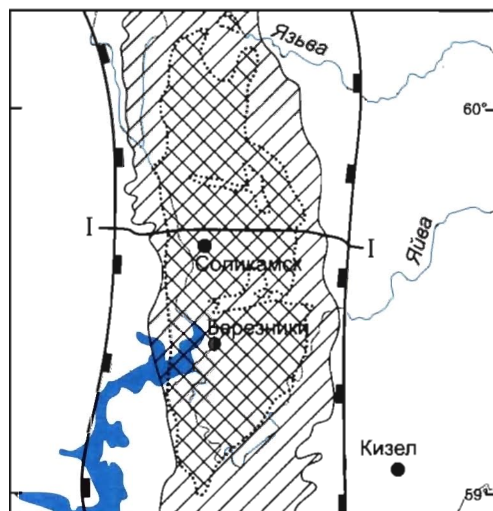


Рис. 27. Геологический разрез Соликамской впадины, Предуральский краевой прогиб (по А. И. Кудряшову, 2001, с дополнениями и сокращениями В. П. Кирикова)

1 – карбонатные и существенно карбонатные отложения; 2 – рифтовые постройки; 3 – преимущественно терригенные отложения; 4 – каменная соль; 5 – калийные и калийно-магнелиевые соли; 6 – Всеволодо-Вильевский надвиг; 7–10 – отражающие горизонты: 7 – по подошве соляной толщи (ОГ С), 8 – по кровле терригенной – а (ОГ А') и карбонатной – б (ОГ А'') толщ артинского яруса; 9 – по кровле терригенной пачки визейского яруса (ОГ II), 10 – по кровле терригенной пачки тиманского горизонта (ОГ III); 11 – стратиграфические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 12–14 – скважины и их номера: 12 – солеразведочные; 13 – нефтяные; 14 – структурные.

К схеме распространения соленосной толщи: 1 – границы Предуральского краевого прогиба; 2 – площадь распространения соляной толщи; 3 – площадь распространения калийной залежи; 4 – линия геологического разреза

уступу высотой до 1000 м сменяется глубоководной глинисто-кремнистой (до 300–400 м) во внешней зоне прогиба, отделенной органогенными постройками от флишевой, распространенной во внутренней зоне, вблизи передовых складок Урала. Доверхнеартинскую часть разреза, выделенную Г. А. Мизансом [1997] в качестве флиша, большинство исследователей относит к нижней морской сероцветной молассе (К. А. Маврин, В. М. Мухин, В. П. Твердохлебов и др.). Представлена она преимущественно песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пачками (до 200 м) известняков, а на востоке конгломератов. Для нее характерно ритмичное строение с мощностью ритмов 0,2–1 м). Мощность формации от 0,5 до 1,5 км, а местами до 3 км (Юрюзано-Сылвенская впадина). Флишевая формация (по Г. А. Мизансу) к концу ранней перми сменилась накоплением молассовых формаций. В позднеартинское время погружение сместилось к западу в зону внешнего прогиба. Сформировавшаяся в Соликамской впадине, морская терригенная моласса подверглась деформации по Западно-Уральскому разлому с образованием взбросо-надвиговой структуры. Мощность молассовой формации по Всеволодо-Вильвенскому надвигу достигает 1,5 км и более (рис. 27). Во внешней зоне прогиба в кунгурский век накопилась мощная толща солей (каменной и калийных), слагающих пологоскладчатый карбонатно-терригенный сульфатоносный и соленосный СФК (рис. 25, 6, 7). Мощность его в Соликамской впадине достигает 600 м. Соль не имеет сплошного распространения, а залегает в отдельных впадинах (Соликамской, Бельской, Верхнепечорской). Во внешней зоне прогиба на соленосной формации залегает моласса, представленная терригенным красноцветным СФК: с формациями – от лагунно-континентальной красноцветной терригенной уфимско-казанского возраста, включающей белобеевскую толщу мощностью до 400 м. до континентальной пестроцветной карбонатно-терригенной формации татарского яруса, и континентальной пестроцветной терригенной формации нижнего триаса, распространенных лишь на юге Бельской впадины.

Флиш и моласса в Предуральском прогибе пространственно разделены и характеризуются тектоническими деформациями различной интенсивности. В Бельской впадине флишевая формация карбона и нижней перми образует крупные горстовидные поднятия и широкие складки, осложненные разрывными нарушениями. В кунгурском ярусе в зонах глубокого залегания соленосной формации нижней перми развиты сложенные солями поднятия, переходящие на юге прогиба в соляные диапиры. Верхнепермско-триасовая моласса образует муьды и синклинали между соляными поднятиями. В Юрюзано-Сылвинской впадине выделяются асимметричные антиклинальные складки, составляющие местами валообразные поднятия.

На юго-востоке Волго-Уральской антеклизы плитные СФК верхневизейско-нижнетриасового СЯ по латерали замещаются сходными по составу СФК, слагающими прибортовые зоны Прикаспийской впадины, а на северо-востоке сменяются складчатым и пологоскладчатым СФК, слагающими соответственно западный склон Урала и Тиманский кряж.

Прикаспийская впадина из-за отсутствия единого взгляда на ее природу рассматривается как тектонотип особого рода отрицательных региональных платфор-

менных структур. Существующие различные точки зрения на ее природу, изложенные в работах многих исследователей (Н. С. Шатского, А. А. Богданова, В. Е. Хаина, В. Д. Наливкина, Е. В. Павловского, В. С. Журавлева, А. Л. Яншина, Н. В. Неволлина, А. Е. Шлезингера, И. Н. Капустина, Д. Л. Федорова, Ю. А. Писаренко, С. В. Яцкевича и др.), объясняются прежде всего ее недостаточной изученностью. Последнее же в свою очередь связано с большой глубиной залегания фундамента (до 25 км), субокеаническим характером земной коры в наиболее глубоких частях структуры, выражающимся в существенной редуцированности «гранитного» слоя, а также сложности ее строения, обусловленной наличием сильнодислоцированных мощных соленосных толщ. Относительно неплохо изучены, в том числе и бурением за два последних десятилетия, северная и северо-западная прибортовые зоны, где глубина залегания фундамента не превышает 5–7 км. Вместе с тем, во внутренних зонах впадины даже сверхглубокие скважины (Беекжалская и Аралсорская) не вскрыли подсолевые отложения, так же как и самая глубокая – параметрическая 7010 м (Долинская) скважина, пробуренные на территории Казахстана.

Прикаспийская впадина характеризуется сложным строением и историей своего формирования. Смена геодинамических обстановок на протяжении фанерозоя способствовала образованию в пределах ее территории по меньшей мере двух типов структур (если не считать возможных авлакогенов): впадины, сформировавшейся в палеозое, и синеклизы мезо-кайнозоя, отличающихся как размерами, так и своим внутренним строением (рис. 11). Границы впадины определяются глубинными разломами, выраженными бортовыми уступами, сложенными разновозрастными, как правило, карбонатными породами (рис. 28). Граница ее на западе и севере с Воронежской и Волго-Уральской антеклизмами проводится по бортовому карбонатному среднекаменноугольно-нижнепермскому уступу высотой до 1700 м, прослеживающемуся на расстояние до 1500 км, от юга Волгоградской области до широты Оренбурга. Уступу соответствует интенсивная гравитационная ступень, которой на западе отвечает Волгоградский глубинный разлом (рис. 11, 17) амплитудой до 1 км, а Жадовскому разлому на севере – одноименная флексура (16). К северо-западу от последнего выделяется еще один карбонатный уступ, сложенный верхневизейско-башкирскими отложениями высотой до 500 м. На востоке Прикаспийская впадина по зоне Сакмаро-Кокпектинского глубинного разлома контактирует со складчатыми образованиями Урала, причем в зоне сочленения возможны покровно-надвиговые структуры, надвинутые на чехол платформы. На юго-востоке и юго-западе по системе краевых швов Прикаспийская впадина отделяется от эпигерцинских плит: на юго-востоке – от Северо-Устюртского (байкальского) массива, на юго-западе – от вала Карпинского (рис. 11).

По поверхности фундамента Прикаспийская впадина характеризуется асимметричным строением: сравнительно высоко (7–9 км) приподнятой южной частью (моноклинального склона) и смещением осевой депрессии (до 22–25 км) к северной половине структуры (рис. 12). Северная и западная прибортовые зоны характеризуются сначала постепенным (до глубины 5–7 км), а затем резким погружением

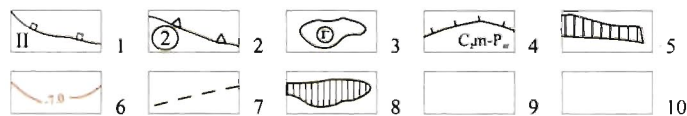
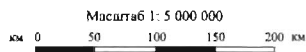


Рис. 28. Структурная схема поверхности подсолевого докунгурского комплекса Прикаспийской впадины (сост. В. П. Кириковым с использованием материалов тектонической карты Прикаспийской впадины И. Н. Капустина и др., 1984, а также обзорной схемы Е. В. Постновой, И. В. Орешкина, Ю. А. Писаренко, Л. И. Сизинцевой «О состоянии ресурсной базы нефти и газа Прикаспийской мега-впадины, 2001»)

1 – стратозиогенные поверхности подсолевых отложений (в км); 2–4 – структурные элементы разного порядка: 2 – первого – депрессии, прогибы, поднятия (римские цифры), 3 – второго – своды, мегавалы (арабские цифры в кружках), 4 – третьего – валы; – Центрально-Прикаспийская депрессия; прогибы 1 а – Сарпинский, 1 б – Новоузенский; – Новоалексеевский; моноклинали: IV – Северо-Прикаспийская; III – Южно-Прикаспийская, V – Астраханско-Актюбинская системы поднятий; своды: I – Астраханский, 2 – Аккольский, 3 – Северо-Каспийский, 4 – Гурьевский, 5 – Каратон-Тенгизский, 6 – Биикжалский, 7 – Жаркомынский, 8 – Кызылжарский, 9 – Еннбекский, VI – Западная и Северная внутренние прибортовые зоны: VIIa – Карасальская моноклинали; мегавалы: 10 – Волгоградско-Краснокутский, 11 – Ахтубинско-Поллаковский, 12 – Эльтонско-Джаныбекский, 13 – Чарганаско-Кобландинский; группы поднятий, валы: а – Плодовитинский, б – Мироновская, в – Алексашинская, г – Алтатинская, д – Озинско-Модинская, е – Деркульский, ж – Тепловский, з – Кошинский, и – Карачаганакский, к – Троицкий, л – Кобландинский; VII – Юго-Западная прибортовая зона: 14 – Каракульско-Смушковский, п – Чапчаевский, н – Каракульский, о – Джокуевский, р – Смушковский, с – Смушковский, т – Смушковский; 5 – системы карбонатных бортовых уступов с указанием их возраста, б – покровно-надвиговая зона (палеозойский фундамент в аллохтоне); 7 – разрывные нарушения; 8 – крупнейшие месторождения (НТК – нефтегазоконденсатные); 9 – терригенные, относительно глубоководные отложения; 10 – карбонатные шельфовые отложения

(с углами наклона 10–15 м на расстоянии 50 км) к внутренней части впадины [Капустин и др., 1982]. В структуре фундамента установлены многочисленные разломы, в основном они глубинные, расчленяющие его на дифференцированные блоки.

В разрезе осадочного чехла Прикаспийской впадины в составе верхнего плитного подъэтажа выделяются подсолевой, соленосный и надсолевой палеозойские комплексы. В подсолевом комплексе установлены отложения от ордовика до артинского яруса включительно. Сколько-нибудь достоверных сведений о нахождении нижнепалеозойских отложений в Прикаспийской впадине нет. Об их присутствии во внешнем обрамлении впадины стало известно в начале 80-х годов в результате бурения глубоких скважин на Оренбургском своде, а затем и в других ее прибортовых зонах. К настоящему времени присутствие фаунистически доказанных ордовикских терригенных отложений установлено в пределах Соль-Илецкого выступа, где они залегают непосредственно на породах фундамента (Бердянская, Предуральская, Оренбургская, Красноярская и др. площади). Представлены они здесь главным образом песчаниковыми и алевролит-аргиллитовой формациями терригенного СФК суммарной мощностью более 2000 м (рис. 20, 15), а по расчетным данным – 5000 м [Нежметдинов, 1991; Тюрин, 2002]. В Волгоградском Поволжье, по западному обрамлению впадины, многочисленными скважинами установлены охарактеризованные богатой фауной терригенно-карбонатные отложения ордовика, силура и нижнего девона мощностью более 450 м, (рис. 20, 14) [Яцкевич и др., 1989; Яцкевич, 1989; Федорова, 1985, 1988; Шевченко, 1985]. В северо-западной бортовой зоне, на Южно-Ершовской, Краснокутской разведочных площадях пройдены скважинами карбонатные, местами рифогенные отложения нижнего палеозоя, залегающие на породах венда и перекрытые средним девонem.

В северо-западном обрамлении впадины к нижнему девону условно относится казанлинская свита вскрытой мощностью 670 м, сложенная красноцветными песчаниками с прослоями известняков в верхней части разреза. Отложений кембрия нигде не встречено и представления о наличии и условиях залегания нижнепалеозойских отложений во внутренних частях Прикаспийской впадины основываются на данных сейсморазведки МОВ и МОГТ. Ниже опорного отражающего горизонта P_3 , отождествляемого с терригенными отложениями среднего и нижнего девона, зарегистрированы на отдельных участках впадины и ее обрамления отражающие горизонты, связанные с терригенно-карбонатными отложениями ордовика–нижнего силура. Сопоставление положения отражающего горизонта P_3 с гипсометрией фундамента показывает их прямую зависимость – структурный план нижнепалеозойского структурного яруса в значительной мере контролируется рельефом поверхности фундамента. Основываясь на анализе имеющихся геофизических материалов, а также межрегиональной литолого-палеогеографической корреляции, одни исследователи [Яцкевич, 1996] прогнозируют присутствие нижнепалеозойских осадочных формаций, включая и кембрийские, на всей территории впадины, тогда как другие [Яншин, Шлезингер, 1987] – лишь на части ее, прилегающей к геосинклинальным системам.

Некоторые исследователи [Рихтер, 2003; Писаренко, 2004] присутствие нижнего и среднего палеозоя, включая девонские нижнефранские отложения, предполагают лишь в Центрально-Прикаспийском прогибе, на площади распространения рифейских образований. Однако последнее, во всяком случае для девона, маловероятно, так как преддевонская региональная перестройка структурного плана платформы не могла не повлиять на изменение условий седиментации и в Прикаспийском регионе.

Нижнедевонско-нижневизейский СЯ вскрыт скважинами лишь в прибортовых зонах Прикаспийской впадины. Наиболее полные разрезы этого СЯ известны в северо-западной и северной прибортовых зонах впадины, где они залегают на значительных глубинах. Так например, в пределах месторождения Карачаганак средневерхнедевонские отложения пройдены скважинами на глубине 5470–6260 м.

Формации терригенно-карбонатного и карбонатного преимущественно известнякового СФК Волго-Уральской антеклизы переходят на территорию Прикаспийской впадины, образуя единый латеральный ряд. При этом если в нижнедевонской части разреза СЯ встречаются формации с терригенной и сульфатной составляющей, то среднедевонско-нижнекаменноугольная часть разреза СЯ представлена известняками, местами битуминозными с участием доломитов и глин (рис. 23, 10–13) суммарной мощностью до 1215 м. На ряде валообразных структур отмечаются внутрiformационные размывы с выпадением из разреза различных частей франского яруса, что дало основание ряду исследователей (И. Н. Капустин, Н. В. Неволин, Н. П. Саркисова, Ю. А. Писаренко и др.) выделить в подсолевом разрезе палеозоя два структурных комплекса с границей по нижне-среднефранскому подъярусам.

Следует отметить, что представления о глубинном строении впадины во многом противоречивы. Предполагается, что в центральных районах Прикаспийской

впадины нижняя часть рассматриваемого СЯ до нижнефранского подъяруса включительно сложена преимущественно формациями терригенного СФК общей мощностью около 1 км. На юго-востоке впадины, в пределах Южно-Эмбинского поднятия терригенные формации плитного СФК сменяются терригенными сильно дислоцированными формациями складчатого СФК мощностью до 3 км. Верхняя часть СЯ, со среднефранского подъяруса и до турне включительно, представлена главным образом карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. По фаменско-турнейским отложениям наиболее четко обозначился бортовой уступ Прикаспийской впадины с широко развитыми процессами рифообразования. Наибольших мощностей среднепалеозойские формации достигают в периферических частях впадины, сокращаясь к ее центру. Карбонатная формация верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста на юге впадины в пределах Каратон-Тенгизской зоны составляет 2 км мощности, достигая в приосевой зоне Сарпинского прогиба 4–6 км [Объясн. зап..., 1996б], а на Астраханском своде 3,8 км. В пределах последнего широко распространены в разрезе карбонатной формации рифогенные постройки, представляющие большой интерес для поисков нефти и газа. Следует отметить, что ими сложены многие своды и осложняющие их валообразные поднятия (D_3-C_1), располагающиеся по краям карбонатных шельфов (Приморский, Темирский, Волгоградский, Троицкий и др.).

Верхневизейско-триасовый СЯ Прикаспийской впадины характеризуется очень сложным строением благодаря наличию в нем разноплановых поверхностей разрывов, резких изменений состава пород, как в разрезе, так и на площади, и мощностей слагаемых ими толщ. При этом слабая изученность бурением, а отсюда и недостаточная палеонтологическая обоснованность разреза не дают оснований для однозначной оценки структуры и условий ее формирования.

На основе сейсмических исследований методом МОВ-МОГТ выделен ряд реперных отражающих горизонтов, отвечающих определенным стратиграфическим уровням: горизонт II_1 отражает кровлю артинского, а II_2 – кровлю верейского горизонта [Капустин и др., 1982; Геофизическая характеристика..., 1988].

Основываясь на материалах тектонической карты Прикаспийской впадины, в строении рассматриваемого СЯ можно выделить два структурных подъяруса, из которых нижний представлен двумя СФК: подсолевым верхневизейско-артинским терригенно-карбонатным и соленосным кунгурско-уфимским, а верхний – надсолевым терригенным верхнепермско-триасовым.

Структурный план верхневизейско-артинского СФК в значительной мере налагает структурный план поверхности фундамента, по которому впадина характеризуется резко асимметричным строением с более крутыми северными и пологими южными крыльями. Плавное моноклинальное погружение докунгурской поверхности от периферии к внутренним частям впадины, от 0,5–1 до 3–5 км по данным сейсморазведки МОГТ, нарушено в зоне бортового тектоно-седиментационного уступа, в пределах которого наклон подсолевого ложа составляет 30° , а местами 45° [Капустин и др., 1982]. От подножия уступа эта поверхность опять полого погружается к центру впадины и становится плоской и ровной на глубине 8–9 км, причем наиболее прогнутые участки по подошве соли и поверхности фундамента совпадают

(рис. 12, 28). Мощность рифогенных образований в пределах бортового уступа достигает 800–1000 м. Существенную роль в разрезе подсолевого, особенно пермского разреза играют терригенные породы конусов выноса.

Распространение, состав пород и мощности докунгурской части СЯ на территории впадины испытывают существенные изменения. В прибортовой зоне крупные поднятия и размывы имели место на границе позднего карбона и перми, что фиксируется выпадением из разреза чаще всего средне-верхнекаменноугольных, а местами, на востоке впадины (Жаркомысский выступ), нижнепермских отложений. Амплитуда размыва здесь составляет, видимо, не менее 1000 м.

В латеральном ряду формаций бортовой уступ играет важную роль, разграничивая формации карбонатные, преимущественно доломитово-известняковые и рифогенные, эпиконтинентального морского шельфа и кремнисто-терригенно-карбонатные глубоководных частей бассейна, занимающих центральные области впадины. В этом же направлении происходит и резкое сокращение мощности формаций от 1400–2000 до 100–250 м. Помимо северо-западной части такие же изменения происходят и на юго-востоке впадины, где карбонатная верхневизейско-нижнепермская формация мощностью 1500 м к внутренним частям впадины замещается карбонатно-терригенной, глинисто-кремнисто-карбонатной формацией мощностью лишь в первые сотни метров, в которой палеонтологически доказано присутствие отложений башкирского и артинского ярусов (рис. 25, 9, 10).

На востоке впадины карбонатная формация верхневизейско-башкирского возраста мощностью до 1000 м к западу также сокращается в мощности и замещается за уступом глинисто-карбонатной формацией. Перекрывается она среднекаменноугольно-нижнепермской терригенной формацией, а вдоль восточной окраины впадины – молассовой формацией нижнепермского возраста мощностью более 2 км, обнажающейся в Актюбинском Приуралье. В юго-западной части впадины, на Астраханском своде, на карбонатных отложениях башкирского яруса залегает нижнепермская (докунгурская) темноцветная глинисто-карбонатная формация мощностью до 140 м, отвечающая глубоководным условиям образования. Для касимовско-артинской части разреза формации характерно присутствие сульфатонесущих пород, предвещающих начало соленакопления.

Завершает строение нижнего СПЯ соленосный СФК, представленный главным образом калиеносно-галититовой формацией кунгурского, а по северной периферии впадины – и уфимского возраста, что установлено послойной корреляцией разрезов (рис. 25, 9, 10). По данным палеонтологических и палинологических определений, полученным как из самих солей, так и межсолевых прослоев по разрезам скважин Каменской, Карачаганакской, Южно-Дьяковской, Линевской и др. площадей, возраст солей охватывает верхнюю пермь, включая, возможно, и татарский ярус [Писаренко, Московский, 1991; Писаренко, 2004]. Наиболее полные и мощные разрезы этой уникальной по своей мощности, протяженности и набору входящих в ее состав легкорастворимых солей соленосной формации установлены в центральной части Прикаспийской впадины, где первоначальная ее мощность оценивается в 3–5, сокращаясь к периферии до 1–0,5 км.

Сложена формация преимущественно каменной солью, чередующейся с пластами гипсов и ангидритов мощностью до нескольких десятков метров, преобладающими в нижней и верхней частях разреза. В каменной соли встречаются многочисленные прослои калийно-магниевых солей различной мощности и минералогического состава: к нижней части разреза приурочены прослои полигалита, к средней – сильвинита и к верхней – карналлита и бишофита. По периферии площади своего распространения соленосный СФК замещается сульфатно-терригенно-карбонатным, а на востоке – сульфатно-терригенным (в Актюбинском и Оренбургском Приуралье), СФК что прослеживается по разрезам скважин. Анализ геологического разреза и литолого-фациальных отличий разновозрастных толщ солей, отражающихся на временных сейсмических разрезах в северной и северо-западной окраинных частях Прикаспийской впадины, позволил установить его первичное трехчленное строение [Писаренко, 2004].

Нижняя часть представлена чистой от сульфатного и терригенного материала каменной солью, локально распространенной на окраине впадины, средняя – калийно-магнiewiczой ритмично построенной соляной толщей кунгурского возраста и верхне-верхне-среднепермской терригенно-соляной толщей. Поверхность соленосной формации гипсометрически резко дифференцирована, что вызвано широким развитием соляных структур различных морфологических и генетических типов. Строение ее усложняется от краев к центру впадины: от одиночных небольших размеров скоплений соли (соляных куполов) к группам соляных массивов (линейным грядам), образующим системы, ориентированные в соответствии с границами впадины и к крупным сложнопостроенным и разноориентированным соляным массивам в центральных районах впадины. Установлено, что литологически разные толщи по-разному участвуют в процессе соляного тектогенеза. Процессы пластического перераспределения соленосных пород проявились наиболее активно в чистой кунгурской соли, тогда как верхнепермская как менее пластичная прорывалась кунгурскими породами, формируя сложнопостроенные соляные тела [Писаренко, 2004].

Завершает верхневизейско-нижнетриасовый СЯ надсолевой СВК, представленный вертикальным рядом формаций: морской глинисто-карбонатной раннеказанского возраста мощностью до 130 м, лагунно-морской сульфатно-карбонатной мощностью до 300 м позднеказанского возраста, континентальной пестроцветной карбонатно-терригенной формацией татарского века мощностью до 500–1000 м, содержащей в нижней своей части пласты сульфатных пород, и континентальной пестроцветной терригенной молассовой формацией раннего триаса (рис. 25; 9, 10) мощностью 700–1000 м.

Структурный план надсолевого верхнепермско-триасового СПЯ полностью на-следует структурный план соленосной формации. Региональная структура этого комплекса, завершающего строение впадины, характеризуется общим наклоном поверхности от бортов к центру впадины, а локальная – целиком зависит от активности соляной тектоники: сокращением его мощности или полным отсутствием в сводах соляных структур (куполов, соляных гряд, штоков и др.) под влиянием процессов эрозии.

Воронежская антеклиз (рис. 11, 10, 12) представляет собой погребенное поднятие фундамента. На севере она сочленяется с Московской синеклизой, на северо-востоке через Рязано-Сердобскую седловину – с Волго-Уральской антеклизой, на юго-западе – с Днепровско-Донецкой впадиной, а на юге через Преддонецкий прогиб и межнадвиговую зону по Северо-Донецкому разлому (амплитудой до 4 км) – с Донецким складчатым сооружением. Юго-восточное крыло антеклизы моноκлиально погружается к Прикаспийской впадине до глубины 2–3 км (Хоперская моноκлиаль), а далее переходит в Нижневолжский прогиб. Антеклиз

а характеризуется асимметричным строением как по поверхности фундамента, так и по осадочному чехлу. Северо-восточное крыло ее пологое и широкое с глубиной залегания фундамента до 1250 м и углами падения, составляющими доли градусов (2–3 м на 1 км); южное и юго-западное – более крутое (10 м на 1 км) и узкое, осложненное ступенчатыми сбросами с глубиной залегания фундамента до 5–6 км. Поверхность фундамента антеклизы дифференцирована, что связано с разломами, определившими ее блоковое строение. Сводовая часть ее осложняется поднятиями Павловским (10.1^а) и Шигровским (10.2^б) (рис. 11).

Девонские отложения *нижнегерцинского* СЯ слагают северо-западное и северо-восточное крылья антеклизы, тогда как нижнекаменноугольные – юго-западное и южное, что подчеркивает асимметричность ее строения. В сводовой части антеклизы отложения среднепалеозойского СЯ отсутствуют и непосредственно на фундаменте залегают мезо-кайнозойские образования. По мере погружения фундамента в сторону Московской синеклизы вертикальный ряд формаций среднепалеозойского СЯ наращивается более молодыми образованиями. С приближением к своду Воронежской антеклизы в латеральном ряду формаций значительно увеличивается терригенная составляющая при общем сокращении их мощности. Вместе с тем, в присводовой части антеклизы выделяется ряд формаций, не свойственных СФК Московской синеклизы. Так, на юго-восточном крыле Воронежской антеклизы наряду с осадочным выделяется вулканогенно-осадочный и вулканогенный СФК. Они прослеживаются широкой полосой по левобережью р. Дон и контролируются зоной глубоких разломов. Вулканогенно-осадочный СФК представлен нижнефранской формацией туфов, преимущественно щелочнобазальтоидных, реже трахилипаритовых (в верхах разреза), а также туфобрекчий, туфолав, туфо- и вулканомиктовых песчаников мощностью 5–25 м.

Вулканогенный СФК представлен трапповыми формациями средне- и позднефранского возраста, сложенных покровами базальтов, продуктов толеитовой магмы, приуроченных к Лосевско-Мамоновской, Микулинско-Новохоперской и др. зонам глубоких разломов. Залегают они либо на песчано-глинистой, местами вулканогенно-осадочной формациях нижнефранского возраста, либо на породах фундамента. Глубина залегания покровов изменяется от 13 м на западе до 1232 м на востоке площади своего распространения и имеют мощность от 1–10 до 130 м. Из двух фаз излияния базальтов – среднефранской и позднефранской – первая наиболее масштабная. Лавы извергались в континентальных условиях из аппаратов центрального типа, характер вулканизма был многостадийный, пульсирующий.

С континентальными условиями позднефранского времени связано и образование песчано-каолиновой формации, в юго-восточной присводовой части Воронежской антеклизы. Залегает она на трапповой либо на песчано-глинистой формации и выделяется в возрастном диапазоне – от воронежского горизонта франского яруса девона до турнейского яруса карбона при стратиграфически скользящих границах. Мощность формации изменяется от 25–50 до 250–280 м. Накопление формации шло в обстановке активного сноса обломочного материала преимущественно с южного склона антеклизы, представлявшей в то время наиболее приподнятый участок суши. В связи с этим нижнекаменноугольная часть (доверхневизейская) среднепалеозойского СЯ здесь практически отсутствует, а залегающие на южном склоне каменноугольные отложения участвуют в строении Днепровско-Донецкой впадины.

Нижневолжский прогиб (11), заложившийся на восточном продолжении Хоперской моноклинали, отделен от последней системой разломов субмеридионального простирания и характеризуется глубиной залегания фундамента от 3 км на западе до 5–7 км в зоне Волгоградского разлома (Прибортового уступа) (рис. 11, 11, 17).

Сложное строение прогиба объясняется разломной тектоникой и образованием структурных форм разного времени заложения, порядка и генезиса, главным образом субмеридиональной ориентировки, совпадающей с общим простиранием прогиба. С разломной тектоникой, сопровождавшейся разнонаправленными движениями блоков фундамента связано образование грабенов, грабенообразных прогибов, сбросов, взбросов, часто подтвержденных бурением [Горьков, 1998]. К числу наиболее крупных структур прогиба относится Уметовско-Линевская впадина (11.1), образовавшаяся в девоне на водоразделе рек Дона и Медведицы, над сложной горсто-грабеновой системой поверхности фундамента. Многочисленные валы, сформировавшиеся над этой системой в результате субмеридионального сжатия, к началу мезозойской эры подверглись денудации и выравниванию. С возобновившимися движениями блоков, наиболее активно проявившимися в предсреднеюрское время, связано образование системы Доно-Медведицких дислокаций (11.2) многочисленных валообразных структур, в том числе инверсионных: Жирновско-Уметовской, Арчедино-Донской и др.

Сложено юго-восточное крыло Воронежской антеклизы и находящийся на ее продолжении Нижневолжский прогиб формациями *нижне- и верхнегерцинских* СЯ, суммарная мощность которых с запада на восток по мере погружения возрастает до 1,3 км, а в прогибе до 6,0–6,5 км.

На севере прогиба, в области Саратовского Поволжья, установлено несогласное залегание среднедевонских отложений на нижнепалеозойских и рифейских.

Преобладающая роль в разрезе палеозоя принадлежит терригенно-карбонатным и карбонатным формациям и, в частности рифогенным, широко распространенным по всему разрезу девонских, а в прибортовой зоне – визейских и нижнепермских (ассельский – нижеартинский) отложений (рис. 25, 11–13). С терригенными отложениями, встреченными в основании живетского яруса среднего девона, в нижневизейском подъярусе нижнего карбона и главным образом в среднем карбоне, связаны месторождения нефти и газа (Арчединское, Кудиновское, Линевское и др.).

Припятско-Дона-Мангышлакская рифтовая система представляет собой крупнейший палеозойский тектонический линеймент Восточной Европы, в значительной мере определивший современный структурный план юга ВЕП. Эта система, прослеживающаяся на расстояние более 1600 км по территории России, Украины и Белоруссии, является трансрегиональной и рассматривается на всем своем протяжении, хотя и в сокращенном виде для зарубежной части. Выполненная мощными толщами разнофациальных отложений, главным образом девона и карбона, Припятско-Дона-Мангышлакская система по особенностям глубинного строения, магматизма и условиям формирования может рассматриваться как рифтовая.

В Закаспии продолжением этой системы является Мангышлакская. По мнению одних исследователей [Айсберг и др., 1971], она является зоной дислокации единого Сарматско-Туранского линеймента, а по мнению других [Волож и др., 1999], инверсионной структурой, образующей вместе с Туаркырской единую рифтовую Сарматско-Туаркырскую систему. Последняя заложилась на продолжении срединно-океанического хребта Палеотетиса, проградировавшего на северо-запад в виде трансформного разлома. Это единая рифтовая система, в результате последующих деформаций оказавшаяся расчлененной на ряд структур I порядка – сложных грабенов. Деформации, связанные как с вертикальными блоковыми движениями, так и тангенциальными, дополнялись также движениями по разломам ортогонального направления, приводившими к смещению осей структур по отношению друг к другу. К числу этих структур относятся сложные грабены: Припятский с глубиной залегания фундамента 0,4–6 км и Днепровский – до 10–11 км, разделенные Брагинским выступом фундамента, и далее на юго-восток – Донецкое складчатое сооружение (до 15–16 км) и его погребенное продолжение – вал Карпинского (до 20–22 км). Границы Днепровского грабена, Донбасса и вала Карпинского в значительной мере условные. Однако они имеют, особенно первая из них, принципиальное значение, так как ею определяется граница ВЕП и складчатой системы Донбасса и вала Карпинского, входящих в состав фундамента молодой Скифской плиты (рис. 11, 12).

Эта граница выражена не единой линией, а представляет собой переходную зону, выделяемую многими исследователями (И. Ю. Лапкин, М. В. Чирвинская, В. Б. Соллогуб, Б. П. Кабышев и др.). Эта зона шириной около 100 и протяженностью более 200 км распространена от Орехово-Павлоградской зоны разломов на западе до замыкания складок антидонецкого простирания на востоке [Кабышев и др., 1999]. С ее формированием, по-видимому, в предмезозойскую эпоху связано расчленение рифта на Припятско-Днепровскую и Донецко-Мангышлакскую части. Последняя рассматривается в разделе, посвященном Скифско-Туранской платформе.

Припятско-Днепровская часть структуры, прослеживаемая на расстояние более 1000 км при ширине 100–150 км, характеризуется блоковым строением, обусловленным наличием более 30 выступов и стольких же впадин разной глубины (от 1 до 11 км). Отсюда и разная стратиграфическая полнота разрезов выполняющих его отложений девона и нижнего карбона (*нижнегерцинский СЯ*) и резкие изменения их мощностей.

Для рифтогенной стадии Припятского и особенно Днепровского грабенов характерна стратиграфическая невыдержанность разрезов девона, резкие изменения

их объемов. большая пестрота формационного состава, а также широкое развитие соленосных и вулканогенных формаций. Строение их, помимо общерегионального сжатия и приразломной деформации слоев, создающих структуры антиклинального и брахиантиклинального типа, значительно осложнено соляной тектоникой, создавшей локальные структуры различной формы и размеров, часто штокообразные, прорывающие всю надсолевую толщу и выходящие на дочетвертичную поверхность.

В строении *Припятского грабена* участвуют СФК как плитной, так и рифтогенной стадий платформенного режима. К первым относятся формации, выделяемые в стратиграфическом диапазоне от среднего девона до среднефранского подъяруса верхнего девона включительно, а ко второму – от верхнефранского подъяруса до нижнего визе. К плитной стадии относится терригенно-карбонатный, преимущественно доломитовый СФК мощностью 370 м (рис. 23, 14). Сходный с СФК Московской синеклизы, он отражает лишь начальные (трансгрессивную и начало инundационной) стадии тектоно-седиментационного цикла, прерванные рифтообразованием. Видимо, Московский бассейн в это время включал и территорию Припятской впадины. Дорифтогенный разрез северо-западной части Днепровского грабена, выделяемый в объеме живетского яруса, сложен терригенным СФК, залегающим непосредственно на породах фундамента.

На всей территории рифта выделяются терригенно-карбонатный, соленосный и вулканогенный СФК, представленные латеральными рядами, отличающимися строением разрезов и соотношением формаций различного генетического типа (рис. 23, 14-16).

Так, для Припятского грабена достаточно отчетливо выделяются два ряда рифтогенных формаций, отвечающих двум циклам рифтогенеза и двум фазам магматизма – одного, начавшегося в среднефранское, и другого – в среднефаменское время, из которых более активна ранняя. Проявления магматизма наиболее широко выражены в восточной части Припятского грабена. Здесь осадочные, в том числе соленосные, формации замещаются по всему разрезу – щелочно-ультраосновой щелочно-базальтоидной вулканогенной формацией (рис. 23, 14), анализ которых с наибольшей полнотой приведен в работах В. П. Корзун, А. С. Махнач (1977), З. Л. Ляшкевич (1987, 1997), В. К. Гавриш, Л. И. Рябчун (1997) и др. Сложена формация туфами, покровами лав, а также секущими телами жильных пород. Эффузивы и туфы представлены субщелочными и щелочными трахитами, трахибазальтами, нефелинитами, лейцитовыми нефелинами и щелочными меймечитами; жильные породы – сиенит-порфирами, лампрофирами группы сиенитов и щелочными гипербазитами [Вишняков и др., 1990]. Завершают нижнедевонско-нижневизейский СЯ в Припятском грабене формации терригенного красноцветного СФК нижнего визе, залегающие с размывом на сероцветных формациях турнейского возраста (рис. 23, 14).

С рифтогенными терригенно-карбонатным и соленосным СФК, слагающими северо-западную часть *Днепровского грабена*, к востоку от Брагинского выступа (рис. 23, 15), сопряжены эффузивная толеит-базальтовая и рвущая их формация кислого состава – порфирито-риолито-дацитовая (2700 м). Вулканиты северо-западной части Днепровского грабена – дифференциаты базальтовой магмы. Все это говорит о генетическом отличии щелочно-ультраосновой–щелочно-базальтоидной формаций

Припятского грабена от распространенных в Днепровском грабене риолито-андезито-базальтовой формации [Корзун, Махнач, 1977].

Рифтогенные СФК, слагающие центральную часть Днепровского грабена, отличаются от его западной части меньшим удельным весом в разрезе соляных пород, и большим – вулканогенных. Магматические проявления представлены формациями раннефранского вулканогенного СФК (рис. 23, 16) и позднефранской трапповой формацией долеритов, прорвавшей терригенно-карбонатные и единственную в разрезе соленосную формации. С верхнефаменской частью разреза СЯ связано образование формаций карбонатитовых туфов, туффиново-песчаниковой с базальтовой пирокластикой (50 м), долеритов и лампрофиров, свидетельствующих об общем затухании магматической деятельности. Завершает рифтогенный ряд формаций каолиново-песчаниковая (нижневизейский подъярус, 250 м), формация кор выветривания, знаменующая собой эмерсию, континентальный перерыв в конце раннегерцинского этапа.

В *Донецкой части рифта* средне- и верхнедевонские осадочные и вулканогенные формации известны в его южной прибортовой зоне. Так, в Волновахском прогибе установлен ряд сложных покровов мощностью до 500 м. представленных формациями щелочнобазальтоидной, трахибазальтовой и толеит-базальтовой, а также интрузивный комплекс щелочно-ультраосновных и габброидных пород с их жильными аналогами. Присутствие этих формаций свидетельствует о вступлении Донецкой части структуры в рифтогенную стадию еще в среднем девоне (рис. 23, 16). Покровы базальтов мощностью до 700 м (D_2) установлены и в отдельных грабенах (Вишневском, Южно-Донецком) прибортовой, приазовской части Донбасса. Таким образом, рифтогенез, начавшийся на юго-востоке территории еще в живете, охватил ее центральную часть в начале среднефранского времени, а северо-западную, Припятскую, – в позднефранское время [Геол. строение..., 1985; Гавриш и др., 1997].

В погруженной Донецкой части рифта, где девонские формации не установлены бурением, можно предполагать их присутствие, но в значительно большем стратиграфическом объеме и мощностях.

С *верхнепалеозойско-нижнетриасовым* СЯ связано формирование *Днепровско-Донецкой впадины* (ДДВ) (рис. 24, 28) – структуры, образовавшейся в пострифтовый этап над девонским рифтом и широко распространившейся за пределы ограничивающих его разломов на прилежащие склоны Воронежского и Украинского массивов. В границы ее распространения, отвечающие контуру СЯ, входит и Брагинский выступ фундамента.

Залегает СЯ, слагающий ДДВ, резко несогласно на нижнекаменноугольных отложениях или коре выветривания девонских образований, а на склонах Украинского и Воронежского массивов – на породах кристаллического фундамента.

Границы впадины в значительной мере условны и соответствуют на большей части площади контуру распространения каменноугольных отложений. На северо-востоке граница фиксируется изопакитой каменноугольных отложений 250 м и глубиной залегания основания СЯ от 0,4–0,5 км, увеличивающейся до 4–5 км в зоне рифта. На юго-западном крыле она изменяется от 0,25 до 2,5 км. Погружение

поверхности СЯ по оси впадины от первых сотен метров на северо-западе до 5–6 км в средней части структуры сменяется воздыманием по мере приближения к Донецкой складчатой системе, вплоть до выхода ее на поверхность. СФК, слагающие ДДВ, представлены набором формаций, отражающих трансгрессивно-регрессивную стадийность, свойственную условиям формирования платформенного чехла (рис. 25, 13).

Разрез ДДВ представлен в основном угленосным карбонатно-терригенным СФК, в котором преобладают паралические угленосные формации верхневизейского, серпуховского и среднекаменноугольного возраста (мощность до 2–2,5 км), разделенные глинистыми, песчано-глинистыми и глинисто-известняковыми формациями преимущественно морского генезиса.

При переходе к Донбассу строение разреза СЯ существенно меняется: нижняя граница его смещается на уровне турнейского яруса, слагающего вместе с нижневизейским, частично верхневизейским, мощностью более 1 км морскую карбонатную формацию, знаменующую собой начало позднегерцинского трансгрессивного цикла (рис. 25, 14). Образование этого СФК связано с проникновением на территорию Донбасса Туранского моря. Угленосный СФК Донбасса представлен чередованием карбонатно-терригенных угленосных (паралических) формаций с терригенно-карбонатными общей мощностью более 6 км.

Угленосный карбонатно-терригенный СФК донецкой части рифта на востоке замещается безугольной флишоидной формацией вскрытой мощностью 4065 м [Дубинский, 1985]. При этом если паралическая угленосная формация образует складки большой амплитуды и протяженности, то флишоидная формация – более узкие и короткие. Угленосный складчатый СФК Донбасса в своей западной части выходит на дочетвертичную поверхность, погружаясь на востоке под пермские молассовые образования орогенного комплекса, а на северо-западе в ДДВ переходит в полого-складчатый СФК, характеризующийся структурными формами брахиантиклинального типа, осложненными соляной тектоникой.

Вышележащая пермско-триасовая часть СЯ представлена карбонатно-терригенным сульфатоносным и соленосным СФК, пологоскладчатым в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах и складчатым в Донбассе. В составе этого СФК в ДДВ и Донбассе преобладают галогенные и терригенные нижнепермские формации, стратиграфически выдержанные и отличающиеся лишь мощностью, большей в Донбассе и меньшей в ДДВ (рис. 25, 12, 13).

Завершают строение верхнепалеозойского–триасового СЯ молассовые формации нижнего–среднего триаса, залегающие с большим стратиграфическим и угловым несогласием как на верхне-, так и среднепалеозойских СФК. В ДДВ они слагают пологоскладчатый пестроцветный терригенный СФК суммарной мощностью более 1000 м (рис. 25, 12, 13).

Складчатый пестроцветный терригенный СФК Донбасса, также залегающий со стратиграфическим и угловым несогласием на подстилающих разновозрастных СФК, характеризуется сокращенным стратиграфическим объемом формаций (серебрянская свита нижнего–среднего триаса) суммарной мощностью 750 м.

Верхний подэтаж, в отличие от нижнего, чаще всего не имеет непосредственной связи со структурой поверхности фундамента и его структурные формы относятся к типу наложенных на различные СЯ нижележащего подэтажа. Поэтому характеристика их приводится отдельно. Вместе с тем, влияние подстилающих структур нельзя исключать полностью. Оно проявляется в образовании не только отрицательных но и положительных, главным образом инверсионных структурных форм, а также разломной тектоники, формирующей надвиги, флексуры и другие дислокационные формы.

На большей части территории платформы, исключая ее периферийные погружения, СПЭ залегает с крупным стратиграфическим и структурным несогласием на более древних образованиях, включая породы дорифейского фундамента ВЕП и позднегерцинского фундамента Скифской плиты. В областях интенсивных погружений по углам платформы (Польско-Литовская, Прикаспийская синеклизы, Придобруджский прогиб, а также Печорская синеклиза), где процесс осадконакопления продолжался в течение среднего, верхнего триаса и отчасти нижней—средней юры, границы СЯ устанавливаются главным образом по смене формационных рядов (рис. 29, 30).

Накопление формаций, слагающих СПЭ, происходило под влиянием подвижных поясов и рифтовых зон, обрамлявших платформу с юга и запада, и в результате трансгрессий Крымско-Кавказской ветви Средиземноморского, Западно-Европейского, а также и Бореального бассейнов. Этим объясняется и приуроченность областей распространения СПЭ главным образом к южным и западным районам платформы, а также перикратонным погружениям ее окраин, включая и молодые плиты, тогда как в центральной части и на северо-востоке платформы он занимает небольшие пространства. Помимо Московской, здесь выделяются Вятско-Камская, Вашкская и Пешская впадины (рис. 11, 4, 1, 23, 24).

К числу наиболее крупных новообразованных структур относятся Ульяновско-Саратовский прогиб, сформировавшийся на юго-западном крыле Волго-Уральской антеклизы, Украинская синеклиза, заложившаяся на месте Днепровско-Донецкой впадины, Припятского прогиба, Воронежского и Украинского массивов и Польско-Литовская синеклиза, создавшая зону погружений вдоль западного края платформы (рис. 11, 17, 18, 21; 29, 31, 32, 36). На месте южной части Львовско-Люблинской впадины заложился Стрыйский (юрский) прогиб, прослеживающийся под внешней зоной Предкарпатского краевого прогиба и переходящий на юго-востоке в юрский Придобруджский прогиб (рис. 29, 38, 39).

Южный склон Украинского щита, часть Молдавской моноклинали, Степной Крым и северную часть акватории Черного моря занимает крупная Причерноморская впадина (рис. 11, 22). С верхней, преимущественно кайнозойской частью СПЭ связано образование Предкарпатского (27) и Предкавказского краевых прогибов*.

Наибольшие мощности СПЭ отмечаются в краевых системах: в Предкарпатском прогибе (внешняя зона) 5–6 км, Предкавказском 4,5–5,5 км, Украинской и

* Последний рассматривается при описании Скифской плиты.

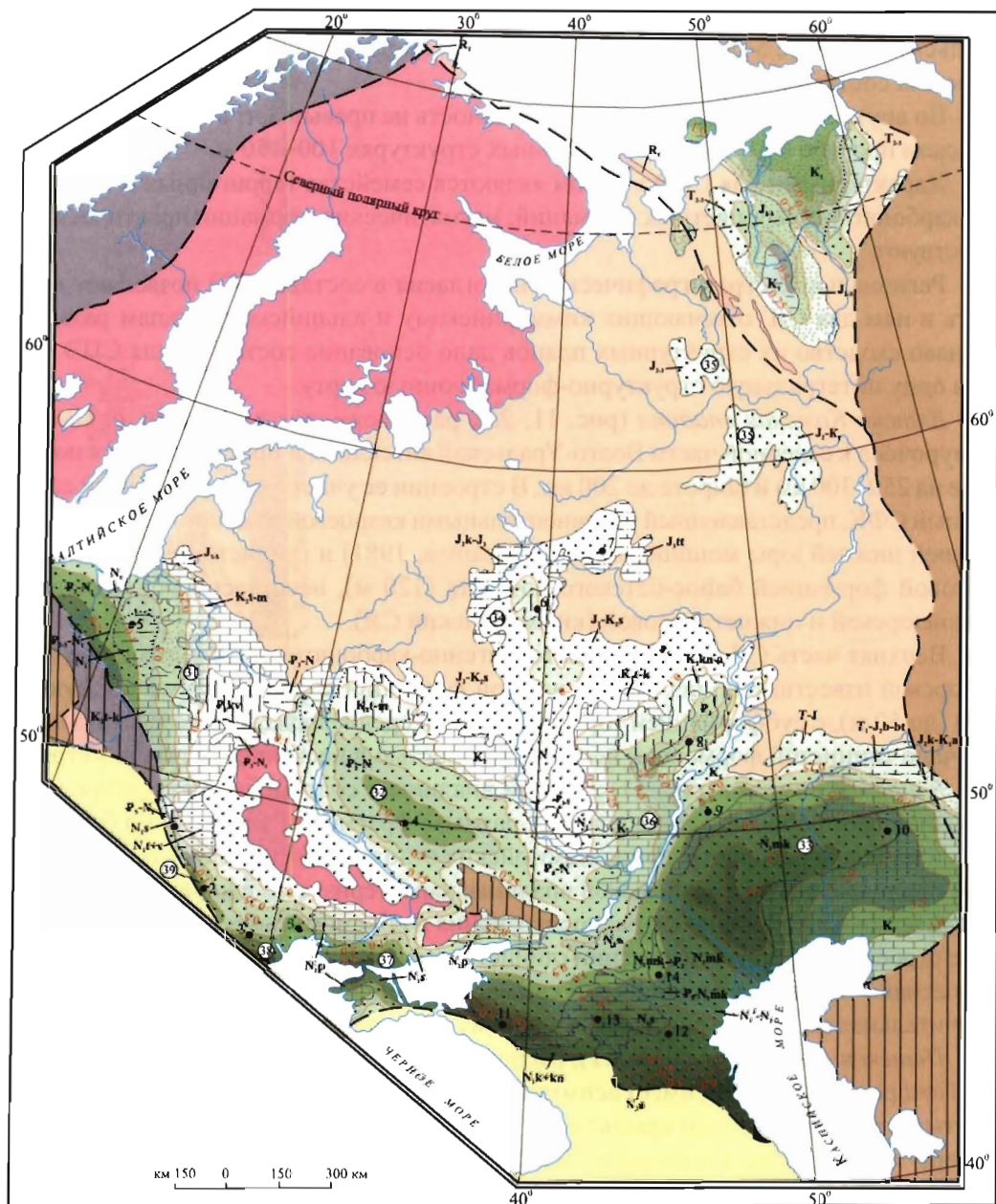


Рис. 29. Схематическая структурно-формационная карта киммерийско-альпийского (T_2-N) структурного подэтажа (сост. В. П. Кириков при участии Г. Ф. Буданова (ТПП))
Усл. обозн. см. на рис. 17

Польско-Литовской синеклизах 1,0–1,5 км, а также смежном с последней Датско-Польском прогибе 5–5,5 км. В Причерноморском прогибе и Прикаспийской синеклизе она составляет около 3 км.

Во внутренних частях платформы мощность не превышает: в Ульяновско-Саратовском прогибе 400–500 м, а в остальных структурах 100–150 м.

Характерными для СПЭ в целом являются семейства терригенных и терригенно-карбонатных сероцветных формаций; магматические формации практически отсутствуют.

Региональные стратиграфические несогласия в составе СПЭ позволяют выделить в нем два СЯ, отвечающих киммерийскому и альпийскому этапам развития. Однако сходство их структурных планов дало основание составить для СПЭ в целом одну интегральную структурно-формационную карту.

Вятско-Камская впадина (рис. 11, 23), расположенная в бассейне р. Сысола, приурочена к северной части Волго-Уральской антеклизы и прослеживается по долготы на 250–300 км и широте до 200 км. В строении ее участвует терригенный сероцветный СФК, представленный континентальными кварцевой гравийно-песчаной формацией нижней юры мощностью 31 м [Ивашов, 1981] и глинисто-песчаной каолинитовой формацией байос-батского возраста (120 м), несогласно залегающей на нижнеюрской и нижнетриасовой (киммерийский СЯ).

Верхняя часть СЯ представлена терригенно-карбонатным СФК в составе верхнеюрской известняково-песчано-глинистой формации с фосфоритами и глауконитом (до 50 м), с субформацией горючих сланцев средневолжского возраста (10 м) и песчано-глинистой формацией неокома мощностью в несколько десятков метров.

Вашкская впадина (рис. 11, 24). Эти впадины в современной структуре чехла представляют собой сохранившиеся от размыва фрагменты значительно более широкой площади распространения мезозойских отложений. Расположенная на северном продолжении Вятско-Камской впадины, характеризуется сходным с ней строением, но меньшей площадью распространения и объемом слагающих ее формаций. В ее строении участвуют формации глинисто-песчаная, байос-батская и известняково-песчано-глинистая верхней юры суммарной мощностью менее 100 м, наиболее значительная по стратиграфическому объему и мощности слагающих ее формаций.

Пешская впадина (рис. 11, 4.1), расположенная в зоне сочленения ВЕП и Тимано-Печорской платформ, имеет асимметричное строение с пологим юго-западным и крутым северо-восточным крыльями. С юга она замыкается в районе 66° с. ш., а на северо-западе открыта в сторону Чешской губы. В строении впадины участвуют формации плитных терригенного сероцветного СФК среднеюрского и раннемелового возраста и карбонатно-терригенного СФК верхнеюрского возраста, сходных по своему строению с вышеописанными для Вятско-Камской впадины. Суммарная мощность формации достигает 700 м.

Московская впадина (рис. 11, 25) приурочена к южной приосевой части поздневендской структуры Московской синеклизы и в виде полосы шириной 150–250 км прослеживается с северо-востока от верховьев р. Унжа на юго-запад до Москвы, а затем на юг до широты г. Мичуринск. Слагающий ее нижний СЯ среднеюрско-раннемелового возраста в пределах Ярославско-Галичского прогиба контролируется разлома-

ми. В строении впадины участвует вертикальный ряд формаций, сходный по составу с Вятско-Камской впадиной, относящийся к плитному терригенному СФК мощностью свыше 100 м (рис. 30, б, 7).

Формирование впадины началось с накопления среднеюрской байос-батской континентальной глинисто-песчаной, местами угленосной формации мощностью до 80 м, которая залегает с размывом на пестроцветках нижнего триаса и сменяется выше морской карбонатно-терригенной формацией келловей (средняя юра)-титонского (верхняя юра) возраста, наиболее широко распространенной и определяющей контуры впадины. На юге и в центре структуры на этом стратиграфическом уровне преобладают карбонатные глины (60 м) с прослоями глауконитовых песков с фосфоритами, образующими здесь промышленные скопления (рис. 30, б).

Верхняя часть разреза юрско-нижнемелового (киммерийского) СЯ представлена терригенной сероцветной, преимущественно континентальной формацией (30–40 м) аптского, местами и альбского возраста. Суммарная мощность *юрско-нижнемелового* СЯ не превышает 200 м. Завершает строение Московской впадины редуцированный комплекс формаций *альпийского* СЯ: морская песчаная глауконит-фосфоритовая альб-сеноманская и кремнистая туронская формации, распространенные на ограниченном участке территории (рис. 30, б).

Рассмотренным комплексом формаций завершается сложная история Московской синеклизы в ее интегральном выражении, заложившейся в позднем венде и пережившей, как было показано выше, ряд перестроек различного ранга. На территории центральных районов ВЕП, традиционно относящихся к Московской синеклизе в ее интегральном выражении, включая все ее разновозрастные образования, выявлено около 50 как положительных, так и отрицательных структур разного порядка и времени заложения. Большая их часть окончательно сформировались лишь на последних этапах развития рассматриваемой территории. На фоне структур, формировавшихся с рифея и венда, причем с неоднократной сменой знака движений (Рыбинско-Сухонский мегавал, Грязовецко-Тарногский и Ярославско-Галичский прогибы), на каждом последующем этапе возникали новые структурные формы, видоизменялись старые. В современной структуре поверхности чехла в приразломных зонах погребенных авлакогенов выделяются валообразные формы. Так, на Рыбинско-Сухонской инверсионной структуре сформировался ряд валов: Рыбинский, Любимский, Солигаличский и Рослятинский шириной 25–50 км и углами наклона крыльев от 2 до 30° в стороны прилегающих впадин. По данным А. С. Демченко и др. [1998], к инверсионным относится также Кувшиновская купольно-кольцевая структура диаметром 75 км, располагающаяся над Торжковским выступом фундамента и окаймленная Волго-Мстинским кольцевым валом. В структуре поверхности каменноугольных отложений ее внешняя часть выражена Волго-Мстинским кольцевым валом протяженностью около 200 и шириной 15–25 км. Крупной структурой второго порядка в центральной части Московской синеклизы является Ростовско-Костромская зона поднятий, представленная валообразными структурами – Берендеевской, Костромской, Клязьминской, Никольской размером 80–120 × 20–25 км.

Ульяновско-Саратовский прогиб (рис. 11, 21, 29, 36) – одна из крупных (500 × 250 км) наложенных структур мезо-кайнозойской эпохи, заложившихся в нижней

юре на размытой поверхности верхнепалеозойских образований. Восточная граница этой структуры субмеридионального простираения, четкая; западная – с Московской впадиной проводится условно по изопахите 100 м (рис. 29). Замыкаясь на севере в районе Куйбышевского водохранилища на юге, она открывается в Прикаспийскую синеклизу, что позволяет рассматривать ее как залив последней. Ось прогиба приурочена к восточному крылу структуры, где наибольшая суммарная мощность мезозойско-кайнозойских образований достигает 600 м (правобережье Волги близ Самарской Луки). Вертикальный ряд формаций киммерийского СЯ, слагающих прогиб, характеризуется общим сокращением площади их распространения снизу вверх по разрезу. В строении прогиба участвуют главным образом плитные терригенные, в верхнем мелу кремнистые и терригенно-карбонатные СФК, представленные набором различных по своему генезису формаций. Стабильное морское осадконакопление, начавшееся в келловее и продолжавшееся до апта, а местами и раннего альба, сопровождалось накоплением терригенной сероцветной формации, содержащей субформацию битуминозных горючих сланцев титонского возраста, имеющую региональное распространение в центральных и восточных районах платформы максимальной мощностью до 30 м (рис. 30, 8).

Альпийский СЯ в Ульяновско-Саратовском прогибе, как и в большинстве структур платформенного чехла, представлен двумя формациями, относящимися к терригенному сероцветному и карбонатному СФК. Верхняя часть СЯ распространена лишь в центральной части Ульяновско-Саратовского прогиба, обособившегося в палеоцене от Прикаспийской синеклизы. Представлен он в нижней части кремнисто-песчанниковой формацией, в верхней формацией кварц-глауконитовых песков и глин (40–60 м) нижнего–среднего зоеана.

Прикаспийская синеклиза (рис. 11, 19, 29, 33), как структурная форма, сложенная мезо-кайнозойским СПЭ, по своей пространственной приуроченности является унаследованной от палеозойской впадины того же названия и вместе с этим – наложенной на последнюю. Граница синеклизы эрозионно-тектоническая, в значительной мере условная, не отвечает строго определенному стратиграфическому уровню слагающих ее отложений и является скользящей, переходящей с триасовой на юрскую, а по северному направлению и на меловую системы.

Синеклиза как структурная форма представлена непрерывным рядом формаций, начиная со среднего триаса, стратиграфический объем которых наиболее полный по сравнению с другими регионами платформы при максимальных значениях мощностей, хотя и отмечаются многочисленные перерывы в разрезе, особенно значительные на границах среднего и верхнего триаса, триаса и юры (рис. 30, 9, 10).

Основание СПЭ слагают формации *киммерийского СЯ* – морские и лагунно-морские терригенные и терригенно-карбонатные среднего триаса мощностью от 500 до 1200 м, сменяющиеся выше континентальными пестро- и сероцветными песчано-глинистыми формациями с прослоями углей верхнего триаса мощностью до 300–500 м. Завершается разрез нижней части *киммерийского СЯ* (СПЯ) континентальными терригенными ниже-среднеюрскими формациями с прослоями углей, а местами и гумусированных почв, распространенными лишь на востоке и частично на юге синеклизы, суммарной мощностью от 150 до 650 м.

Верхнекиммерийский СПЯ сложен морским и прибрежно-морским терригенным и карбонатно-терригенным СФК, представленными трансгрессивно-регрессивным рядом формаций мощностью от 600 до 1500 м. Возрастной интервал – от келловейского яруса средней юры до аптского яруса нижнего мела включительно.

На юго-западе синеклизы, в Сарпинском прогибе верхи титтона представлены соленосной формацией – чередованием пластов каменной соли, ангидридов с прослоями красноцветных глин, алевролитов и песчаников общей мощностью до 800 м [Объясн. зап. ..., 1996а], замещающихся на востоке синеклизы морскими отложениями – черными глинами, алевролитами, песчаниками и известняками (субформация горючих сланцев) мощностью до 40–50 м. На востоке и юго-востоке синеклизы морские формации нижнего мела (баррем–апт) замещаются континентальными.

Альпийский СЯ, слагающий верхнюю часть структурной формы Прикаспийской синеклизы, представлен в основании (нижнеальпийский СПЯ) терригенным и терригенно-карбонатным СФК, характеризующим трансгрессивную часть тектонического цикла – от песчаниковой глауконитово-кварцевой (альб–сеноман) к мергельно-меловой (турон–маастрихт) формации (рис. 30, 9, 10). При этом максимальной мощности последняя достигает в западных районах синеклизы – 615 м (Новоузенский прогиб), резко сокращаясь на востоке до 200 м.

Верхняя часть нижнеальпийского СПЯ представлена карбонатно-терригенным и карбонатным преимущественно известняковым СФК, основание которого составляет палеоценовая морская кремнисто-карбонатная формация, распространенная в западной части Прикаспийской синеклизы мощностью до 600 м. Перекрывающие эту формацию на западе и северо-западе синеклизы ниже-среднеэоценовые отложения слагают сероцветную глинисто-мергельно-известняковую формацию мощностью до 125 м, замещающуюся в северо-восточных и северных районах синеклизы эоценовой мелководной сероцветной песчано-глинистой формацией мощностью от 100 до 200 м (в межкупольных зонах). Залегающая выше с перерывом олигоцен-нижнемиоценовая формация темных глин с алевролитами и песчаниками, известная как майкопская серия мощностью 500–1000 м, завершает разрез нижнеальпийского СПЯ.

Верхнеальпийский СПЯ, залегающий со стратиграфическим перерывом (нижний миоцен) на подстилающих образованиях, сложен маломощной (до 40 м) морской известняково-песчано-глинистой формацией (сармат). В последующем (конец миоцена–эоплейстоцен) море лишь на короткое время возвращалось на эту территорию, оставляя солончатоводные и лиманно-озерные глинисто-алевритно-песчаные осадки. Общая мощность осадков, накопившихся за это время, не превышает 300 м.

Структурный облик Прикаспийской синеклизы, как ранее уже отмечалось, в значительной мере определяется соляной тектоникой, обусловившей ее ячеистую форму с обилием соляных структур.

Охарактеризованный разрез СПЭ Прикаспийской синеклизы в полном объеме находит свое выражение либо за пределами распространения нижнепермской соленосной формации, либо в межкупольных зонах, компенсационных мульдах, где фиксируются его наибольшие мощности, достигающие 2–3 км. В сводах же соляных массивов, куполов и штоков различной формы и размеров отложения СПЭ размыты

на разную глубину и интенсивно дислоцированы, в том числе по разломам, связанным с соляной тектоникой.

Украинская синеклиза (рис. 11, 18, 29, 32) прослеживается в направлении с северо-запада на юго-восток на расстояние около 700 км при ширине до 300 км. Наследуя простирание Днепровско-Донецкой впадины, она выходит на Украинский и Воронежский массивы, перекрыв их практически полностью. Структура синеклизы не имеет четких ограничений, определенно устанавливаются только ее контуры в нижнем (киммерийском) СПЯ, а для верхнего (альпийского) они проводятся лишь условно по изопахите 100 м и смене формаций. На юго-востоке она ограничивается Задонским выступом Воронежской антеклизы от Прикаспийской синеклизы, а на северо-западе от Польско-Литовской синеклизы Центрально-Белорусской седловиной.

В основании формационного ряда *киммерийского* СЯ залегает песчано-глинистая угленосная формация байоса–бата (200 м), к центральной части синеклизы замещающаяся морской глинистой формацией мощностью до 300 м. В зоне разломов, ограничивающих Донбасс с запада и северо-запада, выделяется вулканогенно-осадочная формация (50–60 м), представленная туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями глин и известняков, образовавшихся в условиях подводного вулканизма. На юго-востоке выделяется кремнисто-карбонатная формация келловей-оксфордского возраста, в северо-восточной части синеклизы глинисто-мергельная формация кимеридж-титонского возраста мощностью до 200 м. Выше с глубоким размывом на подстилающих СВК залегает континентальная формация неокома–апта, слагающая терригенный сероцветный угленосный СФК (рис. 30, 4) мощностью до 210 м. Таким образом, верхней части киммерийского СЯ отвечает континентальный перерыв с накоплением в конце его аллювиально-озерных образований сравнительно небольшой мощности.

Основание *альпийского* СЯ представлено альб-сеноманской песчаниковой кварц-глауконитовой формацией (до 100 м), залегающей с глубоким размывом на разновозрастных формациях и согласно перекрытой морской мергельно-меловой формацией турон-маастрихтского возраста мощностью до 480 м (рис. 30, 4). Вышележащий терригенный сероцветный СФК характеризуется рядом формаций, существенно изменяющихся в зависимости от положения в структуре. Завершает формационный ряд Украинской синеклизы континентальная песчано-глинистая олигоцен-миоценовая формация (полтавская свита) мощностью до 60 м.

Польско-Литовская синеклиза (рис. 11, 17, 29, 31), наследуя в целом позднепалеозойскую структуру, распространилась на более широкую площадь, включающую Белорусско-Мазурскую антеклизу и отрицательные структуры западной части платформы, перекрыв формации перми и нижнего триаса. На западе она открыта в Датско-Польский прогиб. В основании *киммерийского* СЯ несогласно на подстилающих образованиях залегает верхне-триасово-нижнеюрская песчано-глинистая формация мощностью до 130 м (нижний СПЯ), местами нарушенная разломами. Со значительным стратиграфическим перерывом на этой формации залегает среднеюрская (байос–бат) континентальная терригенная формация, сложенная песчаниками, черными глинами с прослоями угля и кварцевых песков мощностью 100 м (рис. 30, 5).

Верхний СПЯ слагает морская известняково-алевролитово-глинистая формация в стратиграфическом диапазоне — от средней (келловей, местами верхний бат) до верхней юры в восточной части синеклизы и части неокома — в западной общей мощностью до 250 м.

Альпийский СЯ представлен двумя СПЯ. Нижний, охватывающий значительную часть Мазурско-Белорусской антеклизы, в основании представлен морской (альб-сеноманской) песчанниковой кварц-глауконитовой, фосфоритоносной формацией мощностью 162 м и морской мергельно-меловой формацией турон-маастрихтского возраста общей мощностью 150–250 м.

Верхняя часть СПЯ сложена глауконитовой глинисто-песчанниковой формацией палеоцена–нижнего олигоцена мощностью до 100 м, с которой связаны и янтареносные россыпи Прибалтики, Калининградской области РФ, а также Белоруссии и севера Украины. Завершает строение нижнего СПЯ континентальная песчано-глинистая буроугольная формация миоценового возраста мощностью до 70 м с пластами угля мощностью до 10–15 м.

Верхний СПЯ, начиная с позднего миоцена, в области Польско-Литовской синеклизы сместился к западу, распространившись не только на территорию Датско-Польского прогиба с его верхнемеловым инверсионным Средне-Польским валом, но вышел и за его пределы на Средне-Европейскую плиту, представляя собой восточную окраину обширной альпийской зоны погружений, включающую и Северо-Германскую впадину.

В целом же влияние западноевропейского подвижного пояса и, в частности, Датско-Польского рифтогенного прогиба на прилежащий юго-западный край платформы на киммерийском и альпийском этапах развития выразилось в интенсивном ее погружении в сторону прогиба и формировании обширной Белорусско-Приднепровской моноклинали с последующей ее дифференциацией и образованием структур разного времени заложения и морфологии.

Помимо Польско-Литовской синеклизы средне-позднеюрские отложения большой мощности (до 1200 м) слагают *Стрыйский прогиб*, на юге переходящий в *Придобруджеский*, в пределах которого мощность накопившихся формаций, в том числе соленосных, превышает 3 км. Завершив свое развитие в неоме, он был вовлечен затем в погружения Причерноморской впадины (рис. 11, 22).

Глубинное строение *Причерноморской впадины** (рис. 11, 22) достаточно сложное, чтобы однозначно определить ее генезис, однако по условиям залегания верхнемелового кайнозойского комплекса формаций она может быть отнесена к категории наложенных структур, сформировавшейся на гетерогенном основании разновозрастных платформ (ВЕП и Скифской) и разделяющей их зоне Причерноморского шовного грабена.

В современной структуре платформы Причерноморская верхнемеловая впадина представляет собой полную обширную депрессию типа синеклизы. В строении ее участвуют терригенные и карбонатно-терригенные, преимущественно известняковые СФК альпийского СЯ (рис. 30, 3) общей мощностью до 2,5–3 км.

* Используется название, впервые предложенное А. Д. Архангельским (1923 г.).

Области тектоно-магматической активизации

В пределах ВЕП наиболее ярко проявилась палеозойская автономная тектоно-магматическая активизация, хорошо изученная в Карело-Кольском регионе. Она выражается прежде всего во внедрении многочисленных мантийных интрузий широкого спектра составов, от аптоитовых нефелиновых сиенитов до кимберлитов. На северо-западе ВЕП эти магматические комплексы могут быть объединены в две области – Кольско-Беломорскую и Архангельскую. В центре первой из них располагаются Хибинский и Ловозерский массивы, далее – многочисленные интрузии щелочных–ультраосновных пород, сопровождающихся комплексами асхитовых даек, а также автономные дайковые серии нефелинитов, ультраосновных фойдитов, щелочных пикритов и др., а наиболее удалены от центра трубки взрыва, представленные мелилититами и кимберлитами Терского берега Кольского полуострова. Все эти интрузии могут быть объединены в огромное кольцо, осложненное системой радиальных разломов (прил. 1). Впервые эта идея была высказана В. В. Проскуряковым с соавторами [Гаскельберг и др., 1993], которые рассматривали кольцо как горячую точку. Следует отметить, что Кольско-Беломорская область не находит отражения в глубинном строении и перестройки состава и строения консолидированной земной коры здесь не отмечается. Более того, палеозойская активизация не создает новых мощных разломов. Все магматические проявления палеозойского этапа, включая автономные дайковые серии, используют для своего внедрения древние докембрийские разломы или узлы их пересечения.

Архангельская область тектоно-магматической активизации образует второе кольцо с центром в Зимнебережном районе (прил. 2), где располагаются все кимберлиты, в том числе промышленно алмазоносные. К северу (Мельское поле) отмечены силы кимберлитов, к югу сконцентрированы трубки слабоалмазоносных мелилититов Ижмозерское и Ненокское поля, а к востоку – трубки взрыва палеозойских толеитовых базальтов (Турьинское, Полтинское поля). Западная граница Архангельской области активизации установлена недостаточно четко, т. к. в основном располагается в Белом море и на самом востоке Кольского п-ова, где известны отдельные находки кристаллов алмазов в четвертичных отложениях. Зимнебережное поле кимберлитов располагается в узле пересечения древних, подновленных в палеозое, разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, которые выявляются преимущественно при интерпретации геофизических данных и по ориентировке трубок взрыва.

Таким образом, в центре Кольско-Беломорской области располагаются самые щелочные и малоглубинные интрузии, а по периферии – наименее щелочные и глубококомантийные кимберлиты, представленные всего двумя слабоалмазоносными трубками. В Архангельской области активизации в центре концентрируются наиболее глубинные и алмазоносные кимберлиты, сменяющиеся на флангах силами и трубками слабоалмазоносных мелилититов, а на восточном фланге – неалмазоносных, наименее глубинных в этом ряду толеитовых базальтов.

По магматитам палеозойского этапа тектоно-магматической активизации Карело-Кольского полуострова получены многочисленные определения изотопного возраста, выполненные K-Ar, Rb-Sr, U-Pb и Sm-Nd методами, приводимые далее. Они дают разброс от 416 до 337 млн лет. Далеко не все определения можно считать кор-

ректными с аналитической точки зрения. Кроме того, широкое развитие в них процессов магматического метасоматоза, возможность датировки в кимберлитах захваченных ксенолитов фундамента или более древних цирконов, а также проявление в одних и тех же полях нескольких, сходных по петрохимическим характеристикам дайковых серий не дают возможности объективно установить их возрастную последовательность. Геологические данные пока представляются более предпочтительными. Так, кимберлиты Зимнего берега прорывают отложения девона и с корой выветривания, перекрываются средним карбоном. В Контозерской депрессии Кольского полуострова установлены два этапа формирования – верхнедевонский и визейский [Кириченко, 1970]. В Ловозерском массиве фаунистически доказан верхнедевонский возраст ксенолитов. Если к этому добавить наиболее надежные геохронологические данные по массивам всего палеозойского ряда, которые укладываются в интервал 355–390 млн лет, можно говорить об их внедрении от эйфеля до визе (D_2 – C_1).

Кольско-Беломорская область

Хибино-ловозерский комплекс фойдитов-апатитовых нефелиновых сиенитов представлен крупнейшими щелочными интрузиями мира – Хибинским (1327 км²) и Ловозерским (650 км²) массивами. Вмещающими породами Хибинского массива являются образования архея и раннего протерозоя, Ловозерского – архея, у контактов превращенные в фениты или ороговикованные. Состав пород, слагающих плутоны, заметно различается. Породы Хибинского массива относятся к щелочной серии сиенит-хибинит-фоййит-рисчоррит-фойдит; Ловозерского – фоййит-уртит-луяврит-двуфельдшпатоидный сиенит. Породы Ловозерского массива залегают субгоризонтально и проявляют признаки расслоенности, Хибинский же плутон представляет собой концентрически-зональную полифазную интрузию, имеющую изометричную форму. Восточный контакт массива субвертикален до 3–4 км и выполаживается на глубине 4–5 км. Западный и южный контакты падают к центру (65–70°) до 4 км. На глубине 4–6 км контакт пологий (30°), но глубже 7 км угол увеличивается до 50–60°. Его периферия сложена щелочными сиенитами (умптекитами), средне- мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и массивными крупнозернистыми и трахитоидными хибинитами. Центральная часть образована неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами и фоййитами и отделена от внешней дугообразным телом ийолит-уртитового ряда с нефелин-апатитовыми рудами, кальсилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами) и ювитами. Ловозерский массив двухфазный. В первую из них образовался первично-расслоенный комплекс, представленный луйавритами, фоййитами, уртитам, получивший название «дифференцированного» комплекса, в другую – фаза, сложенная эвдиалитовыми луйавритами. Юго-восточный, южный и западный контакты массива в зоне развития нефелиновых сиенитов до глубины 4 км субвертикальны, на более глубоких горизонтах с уровня 8–10 км наблюдается их выполаживание. Северный и северо-западный контакты имеют более пологое залегание: у поверхности 50–60°, на глубине 4–5 км 30–40°. Далее до глубины 9–10 км контакт субвертикален. Имеющиеся данные позволяют выделить в составе хибино-ловозерского комплекса четыре подкомплекса, два из которых находятся в Хибинском массиве, а два в Ловозерском.

Важной геохимической чертой пород Ловозерского массива является обогащенность даже самых ранних интрузивных образований Zr, Nb, Ta, TR. Концентрация этих элементов значительно возрастает в поздних интрузивных дифференциатах: Zr на 2–3 порядка, Nb и Ta в 2–3, а TR в 5–6 раз. Необходимо отметить, что ловозерские агапитовые сиениты значительно обогащены по сравнению с хибинскими TR, Zr, Nb, Ta и Hf. С этим подкомплексом связаны редкометалльные месторождения.

Многочисленные датировки, выполненные за последнее десятилетие для пород хибино-ловозерского комплекса Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb методами, вписываются в интервал 366–377 млн лет. Верхний предел возраста определяется временем внедрения трубок меланонефелинитов в Хибинском массиве и отвечает 358 ± 31 (Rb-Sr метод) и 362 ± 91 (Sm-Nd метод).

Ковдорский оливинит-фюидолит-карбонатитовый комплекс включает в себя большинство щелочных ультрамафитовых интрузий Кольско-Беломорской провинции. Преобладающая часть массивов сложена породами серии оливинит-мелилитолит-ультраосновной фюидолит-карбонатит. Интрузии, как правило, многофазные. Количество фаз варьирует, часть их может быть редуцирована. Полный набор включает в себя гипербазитовую (оливиниты), мафитовую (пироксениты), мелилититовую (турьяиты), фюидолитовую (ряда якупирангит-уртит) и фоскорит-карбонатитовую фазы. Характерно широкое развитие метасоматически измененных пород, включая метасоматиты экзоконтактных зон. Вмещающие породы на контакте с интрузиями превращены в фениты. Наиболее мощные ореолы характерны для щелочных интрузий и сопоставимы с размерами самих массивов. Петротипом комплекса является Ковдорский массив. Среди других массивов некоторые фазы развиты слабо или отсутствуют. На современном эрозионном срезе большинство массивов имеет округлые или овальные очертания площадью до 40 км². Контакты с вмещающими породами резкие и секущие, с крутой центроклинальной ориентировкой поверхности раздела интрузивных фаз.

Породы ультрамафитовой, мафитовой и щелочных фаз относятся к одному петрохимическому типу. Для них характерна недонасыщенность SiO₂, обогащенность Fe, Mg, сильными основаниями. Все породы обогащены Ca и щелочными металлами, Na преобладает над K, даже оливиниты обогащены этими элементами, фиксирующимися в минералах группы перовскита, редко мелилита.

Радиологический возраст пород Ковдорского массива составляет (Rb-Sr) 373–376, (U–Pb) 380–382 млн лет. Для остальных массивов возраст варьирует от 354–357 (K–Ar) до 406–408 (Rb-Sr). В настоящее время получены Rb-Sr датировки (порода+минералы) по пироксенитам Курги – 404 ± 12 млн лет.

Кандалакшский пикрит-мелилитит-фюидит-карбонатитовый комплекс объединяет многочисленные полисерийные и полихронные дайки и трубки взрыва, образующие несколько крупных автономных роев (кустов) [Объясн. зап., 2004].

Согласно возрастной и генетической классификации А. С. Рухлова [1999], в составе Кандалакшского комплекса выделяются серии пород – ранняя, кандагубская, кандалакшская, турьинская, кимберлитовая.

Ранняя серия с возрастом Rb-Sr $618 \pm 8,1$; Sm-Nd 641 ± 10 млн лет представлена дайками и трубками взрыва щелочных пикритов, оливиновых мелилититов, альнеитов, айллицитов, карбонатитов, распространенных во всех дайковых кустах. Дайки этой серии имеют субвертикальное залегание и преимущественно субмеридиональное простирание. Их особенностью является присутствие многочисленных ксенолитов, в том числе глубинных. К этой серии отнесены трубки взрыва оливиновых мелилититов и пикритов Терского берега. Возраст первых по флогопиту (К-Аг метод) составляет 620 ± 50 , 465 ± 35 млн лет, одна датировка 382 ± 14 млн лет. Оливиновые мелилититы образуют наиболее многочисленную группу тел. Для них характерно двухфазное строение. Ранняя (эксплозивная) фаза по периферии тел представлена туфобрекчией мелилититов с обломками вмещающих пород в цементе. В позднюю фазу сформированы собственно оливиновые мелилититы и их автолитовые брекчии.

Кандагубская серия представлена дайками нефелинитов, фонолитов, трахитов, Са- и Fe-карбонатитов. Дайки преимущественно пологие и срезают породы одноименного карбонатитового массива. Их возраст по Rb-Sr датировке составляет 406 ± 35 , Sm-Nd 416 ± 53 млн лет. Особенностью этой дайковой серии является лампрофировый облик пород и присутствие карбонатитов.

Кандалакшская серия представлена дайками лимбургитов, авгититов, мончикитов, камптонитов, фурчитов, нефелинитов. По геологическим данным она моложе кандагубской серии и ее К-Аг возраст оценивается в 390–360 млн лет. Залегание даек идентично телам ранней серии. Специфику этой серии определяет присутствие плагиоклазовых пород – камптонитов и типичных лампрофиров (биотитовых мончикитов, фурчитов).

Дайки турьинской серии сложены нефелиновыми мелилититами, оливиновыми, оливин-мелилитовыми меланефелинитами, мелилитовыми нефелинитами, нефелинитами, Са-карбонатитами. Возраст, определенный Sm-Nd методом, составляет 333 ± 75 млн лет. Дайки залегают субвертикально и субмеридионально. В составе турьинской серии нет лампрофиров.

Возраст кимберлитовой серии оценивается К-Аг методом по флогопиту в 337–384, Rb-Sr – 393 ± 25 млн лет. Кимберлиты выявлены в двух трубках, имеющих размеры в плане 30×40 и 100×100 м. В наиболее крупной из них, Ермаковской-7, отмечаются две фазы внедрения. Породы ранней, «кратерной фации» слагают верхнюю часть трубки, мощность их до 20 м. Основной объем трубки выполнен массивными среднезернистыми оливин-флогопитовыми кимберлитами второй фазы. Центральная часть трубки прорвана штоком (10×20 м) массивного мелкозернистого слюдяного кимберлита красно-бурого цвета из-за присутствия в основной массе чешуек тетраферрифлогопита. В кимберлитах присутствуют хромистые пиропы, хромиты, хромдиопсиды с высоким содержанием юритового и омфацитового компонентов, алмазы. Кимберлиты обнаруживают сходство химического состава со средним для слюдяных кимберлитов. В них отмечается повышенное содержание Mn, а также аномально высокое P_2O_5 и Sr. Кимберлиты Терского берега занимают промежуточное положение между архангельскими кимберлитами железо-титанистой и глиноземистой серий. Возможно, часть даек следует рассматривать в составе поздне-

постинтрузивных дайковых серий, связанных с массивами щелочных пород. Подобные дайковые серии характерны для щелочных массивов Вуориярви, Озерной варакки, Ковдора, Хибин.

Архангельская область

Архангельский мелилитит-кимберлитовый комплекс трубок взрыва. В Юго-Восточном Беломорье выявлены довольно многочисленные и разнообразные трубки взрыва щелочно-ультраосновного магматизма. Они расположены в пределах зон северо-восточного и субмеридионального простираций. На пересечении этих зон на Зимнем берегу известны трубки кимберлитов, мелилититов и силлы кимберлитов. Кимберлиты развиты в пределах Товского выступа и Кулойского горста, а трубки мелилититов приурочены преимущественно к более погруженным блокам кристаллического фундамента (Падунскому и Керецкому грабенам и Солзенской ступени). На северо-востоке Онежского п-ова в бассейне р. Верховна находится Ненокское мелилититовое поле, состоящее из 34 трубок. Все трубки прорывают слаболитифицированные отложения венда и рифея. Их воздействие на вендские породы выражается повышенной трещиноватостью последних в околотрубочном пространстве с образованием зон брекчирования или задиров пластов вмещающих пород с амплитудой до 20 м. Для трубок Золотицкого поля установлены своеобразные структуры – мульды проседания, размеры которых в 6–8 раз превышают размеры трубок. В рифейских породах в околотрубочном пространстве образуются инъекционные туффизиты.

На основании ископаемых остатков флоры и фауны из диатрем с учетом возраста перекрывающих отложений время формирования ультрамафитов определяется как поздний девон–средний карбон. Датирование К-Аг методом кимберлита в трубке им. Ломоносова дает приблизительную оценку возраста 355 млн лет.

Единичные проявления палеозойской активизации отмечаются и в других частях ВЕП. Так, в северной части структуры Ветреный Пояс установлена дайка лампроитов, в пределах Тимана – две кимберлитовых трубки с возрастом 373 млн лет, на Воронежском кристаллическом массиве – вулканические аппараты центрального типа с лавами толеитовых базальтов девонского возраста.

Тектоно-магматическая активизация Русской плиты тоже приходится на раннегерцинский этап, но в большей степени на его начальную стадию. Проявлена она чаще всего в зонах реанимированных глубинных разломов древнего заложения. Вулканизм, как правило, основного состава, представлен пластовыми телами базальтов, а также эксплозивными породами различного состава мощностью, редко превышающей 150–200 м. Такие проявления вулканизма установлены в Солигаличском авлакогене (лавы базальтов раннедевонского возраста). На Волго-Уральской антеклизе, в Кировско-Кажимском авлакогене известны эксплозивные обломки базальтовых порфиритов мощностью 29 м, лавовые покровы андезитовых порфиритов мощностью 100–160 м. В зоне глубинных разломов Татарского свода установлены излияния андезитовой магмы раннефранского возраста мощностью до 50 м. На Северном и Среднем Тимане раннефранские проявления магматизма представлены покровами базальтов мощностью до 55–60 м, разделенных пачками туфогенных пород (общая мощность до 300 м).

Значительно слабее на ВЕП проявления рифейского этапа активизации (лампроиты Костомукшского и Кандалакшского районов Карело-Кольского региона), а также туффизиты в пределах рифейских авлакогенов и впадин [Казак, Якобсон, 1999].

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ЭПИБАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТФОРМА

По поводу положения и места Тимано-Печорского региона в структуре земной коры и ее принадлежности к тому или иному тектонотипу к настоящему времени нет определенного мнения. Это обусловлено тем, что вопрос о возрасте фундамента этого региона до сих пор не решен.

Большинство исследователей в качестве фундамента, или складчатого основания Тимано-Печорского региона, рассматривает комплекс широко распространенных рифейских образований, подстилающих платформенные отложения. Основоположником этой точки зрения был Н. С. Шатский (1935), высказавший мнение, что здесь существовала рифейская геосинклиналь, которая после консолидации, происшедшей в результате заключительных фаз байкальского тектогенеза, причленилась к Восточно-Европейской платформе. В дальнейшем представления Н. С. Шатского разделили и развили многие исследователи (А. Я. Кремс, В. С. Журавлев, Р. А. Гафаров, В. А. Вассерман, В. И. Богацкий, В. А. Дедеев, В. А. Гецен и др.), которые всю территорию Тимано-Печорской области рассматривают в качестве молодой эпибайкальской плиты, не входящей в состав Восточно-Европейской платформы.

К этой группе примыкают исследователи (Г. А. Чернов, В. А. Разницин, З. И. Цзю), которые считают, что фундамент является гетерогенным: свекофеннско-карельским, архейско-нижнепротерозойским гранито-гнейсовым – в пределах Большеземельской тундры и байкальским, рифейским сланцевым – на всей остальной части региона. Эта точка зрения, разделяемая и редколлегией, изложена ранее при описании структуры фундамента.

Наряду с господствующей точкой зрения на байкальский возраст фундамента существует мнение о том, что территория региона не проходила стадии геосинклинального развития в рифее и поэтому рифейские отложения не должны рассматриваться в качестве образований фундамента. Это воззрение, высказанное впервые еще А. И. Карпинским и развитое, в частности, П. Е. Оффманом и Н. С. Шатским в его более поздних работах, разделяется и другими исследователями. Весьма однозначную позицию в этом вопросе занимает С. Н. Иванов, категорически отрицающий геосинклинальную природу рифейских толщ Урала и Тимана.

По мнению автора данного раздела, рифейские отложения Тимано-Печорского региона представляют собой переходный СЭ ВЕП, развитый в авлакогенах и перикратонных опусканиях ее восточной окраины [Буданов, Горностай, 1989; Шаблинская и др., 1990]. При такой трактовке рифейских образований Тимано-Печорский регион рассматривается в качестве краевой системы, занимающей промежуточное положение между Русской плитой и орогенной областью герцинид (Уральской складчатой системой) [Белонин и др., 1990; Буданов и др., 1999].

Тимано-Печорская платформа (ТПП), имеющая в плане форму треугольника, тянется в СЗ направлении на расстояние до 900 км в материковой части и прослеживается геофизическими методами на 250–350 км в акватории Печорского моря

(рис. 12). Юго-западная граница четко определяется системой нарушений Западно-Тиманского глубинного разлома, который по геофизическим данным прослеживается до глубины 80 км. Восточная граница, являющаяся стыком ТПП и Урала, проводится по передовым приразломным складкам и его чешуям и контролируется кулисообразно расположенными региональными взбросо-надвигами, входящими в систему Главного Западно-Уральского надвига. Северо-восточным структурным ограничением ТПП являются надвиги юго-восточного склона Новоземельско-Пайхой складчато-надвиговой области. Северо-западная граница, находящаяся в акватории, определяется выделяемой по геофизическим данным межблоковой зоной, отделяющей Тимано-Печорский и Южно-Баренцевоморский геоблоки земной коры.

Определяющую роль в строении фундамента (нижнего СЭ ТПП) играют блоки консолидированной земной коры соподчиненных масштабов, разнопогруженных относительно друг друга по глубинным разломам.

Структурные элементы поверхности фундамента

Рифейский структурный этаж. Фундамент ТПП представлен рядом региональных ступеней, последовательно погружающихся в восточном направлении (рис. 12). Абсолютные отметки поверхности фундамента изменяются от +450 м на Тимане до отметок –11000 и ниже в Предуральском прогибе. Большую роль играют глубинные разломы, ограничивающие крупные блоки и осложняющие их внутреннее строение. Наличие равнопогруженных относительно друг друга блоков играет определяющую роль в строении чехла ТПП верхнего СЭ, который разделяется на ряд морфоструктур разных порядков (рис. 11).

Тиманское поднятие (А) приурочено к мобильному блоку и представляет собой узкую линейную структуру, ограниченную разломами древнего заложения. В современном структурном плане поднятие состоит из системы разномасштабных блоков рифейских образований, ориентированных в общетиманском направлении. Блоки разновысотенные и кулисообразно расположенные по отношению друг к другу, надвинуты на юго-запад с амплитудой смещений от первых сот до 1500 м.

Печорская плита (Б). *Ижма-Печорская впадина* (рис. 11, 1), сформировавшаяся на стабильном блоке, располагается между структурами Тиманского поднятия на западе и Печоро-Колвинским авлакогеном на востоке. Ее восточный борт представляет собой моноклираль, погружающуюся в восточном направлении от отметок –0,5 до –3,8 км.

В северной части впадины фиксируется хорошо изученный бурением Седюхинский выступ (80 × 25 км), оконтуренный изогипсой –1,1 км. В его наиболее приподнятой части рифейские образования вскрыты на отметке –785 м.

Малоземельско-Колгуевская моноклираль приурочена к северному сегменту Ижма-Печорского блока (рис. 11, 15, 31). Сейсморазведочными работами установлено, что по фундаменту и нижним горизонтам осадочного чехла моноклираль представляет собой ряд ступенчато погружающихся на северо-восток блоков от отметок –1,8 до –4,4 км (по поверхности рифейского СЭ).

Печоро-Колвинский авлакоген (рис. 11, 3, 31) четко выделяется по системе параллельных глубинных разломов северо-западного направления, огра-

ничающих одноименный мобильный блок земной коры. Максимальная мощность осадочного чехла оценивается здесь в 10 км при средней около 6–7 км. Авлакоген прослеживается на расстояние до 500 км в материковой части и еще на 250–300 км в акватории Печорского моря при ширине 100–120 км. Для авлакогена характерно линейно-блоковое строение, определяемое развитием часто кулисообразно расположенных разноопущенных относительно друг друга (от 4 до 9 км) узких линейных блоков различного масштаба. Несмотря на сложный рельеф поверхности фундамента, в строении авлакогена улавливается определенная закономерность – в нем выделяются системы краевых грабенов с разделяющей их зоной срединных поднятий.

Большеземельский палеосвод (рис. 11, 2, 31) приурочен к стабильному блоку земной коры. Поверхность консолидированного архейско-нижнепротерозойского фундамента по геофизическим данным предполагается на глубинах от 6 км в его присводовой части до 8 км на склонах.

По поверхности рифейского СЭ Большеземельский палеосвод представляет собой крупное (250 × 120 км) пологое куполовидное поднятие, на котором отдельные локальные выступы фиксируются на отметках не ниже –4,0 км. Северное замыкание свода находится в акватории Печорского моря.

Северо-Предуральская краевая система, находящаяся в мобильном блоке (зоне), значительную часть своей геологической истории, вплоть до артинского века, развивалась в режиме перикратонного опускания. В результате масштабных и интенсивных тектонических движений, вызванных Уральским орогенезом, он расчленился на ряд отдельных впадин, фиксируемых в современном рельефе фундамента. Описание этих впадин приводится ниже (с юга на север).

Верхнепечорская впадина (рис. 11, 26.4) представляет собой узкую, вытянутую в субмеридиональном направлении структуру. Западный борт впадины осложнен глубинным разломом, восточнее которого поверхность фундамента погружается в сторону приосевой части впадины от отметок –5,0 до –9,0 км и ниже. Восточный борт нарушен серией взбросо-надвигов, по которым крупные и протяженные блоки рифейского СЭ надвинуты со стороны Урала на запад. Амплитуды смещения блоков составляют не менее 4 км.

Косью-Роговская впадина (рис. 11, 26.3) характеризуется асимметричным строением. Ее юго-западный борт моноклинально погружается в сторону приосевой части от отметок –6,5 до –10,0 км, северо-восточный – крутой, осложненный разломами типа взбросов-надвигов, по которым узкие пластины рифейских образований надвинуты в сторону приосевой части впадины. На севере впадины расположено Воркутское куполовидное поднятие (50 × 45 км), оконтуренное изогипсой –8,0 км. Амплитуда его составляет 3000 м.

Кортаихинская моноклираль (рис. 11, 26.7) простирается в северо-западном, пайхойском направлении и надвинута на юго-запад по региональному Талотинскому надвигу. Ее поверхность погружается на северо-восток под структуры Пайхойско-Новоземельской складчатой системы от отметок –6,0 до 11,5 км.

Варандей-Адзвинская структурная зона (рис. 11, 4) находится в тектонически ослабленном участке между стабильным Большеземельским блоком и Предуральским перикратоном. Специфическое положение рассматриваемой зоны предопреде-

лило ее сложное тектоническое строение. В современном структурном плане по поверхности фундамента она представляет собой ряд горстообразных поднятий и разделяющих их прогибов. Отметки его поверхности в пределах приподнятых блоков составляют от –6,0 до 6,2 км, в опущенных понижаются до –7,4 км.

Строение осадочного чехла

Верхневендско-мезозойский (платформенный) структурный этаж (СЭ). В составе платформенного СЭ ТПП выделяются те же СПЭ и СЯ, что и в пределах других региональных структурно-тектонических единиц ВЕП. Это свидетельствует о том, что обе платформы развивались под влиянием синхронных геотектонических движений. Разница заключается лишь в характере этих движений, более интенсивных в пределах ТПП, что определяет и большую расчлененность СЯ на подъярусы (СПЯ).

Структура, мощность и вещественный состав образований платформенного СЭ и, как следствие, характер и масштабы его нефтегазоносности определяются различными по степени тектонической активности мегаблоками земной коры. В пределах относительно мобильных мегаблоков в платформенных отложениях преобладают удлиненные интенсивные высокоамплитудные структуры различных порядков, подчиненные единому простиранию. Большую роль играют дизъюнктивные нарушения, контролирующие структуры, мегавалы, валы и локальные поднятия, выраженные по различным горизонтам платформенного СЭ.

В пределах относительно стабильных мегаблоков преобладают пологие малоамплитудные структурные формы различных простираний, имеющие изометричные в плане очертания. Роль дизъюнктивной тектоники невелика.

Верхневендско-нижнетриасовый структурный подэтаж (СПЭ) сложен формациями позднебайкальского, каледонского и герцинского СЯ. *Верхневендско-нижнекембрийский (позднебайкальский) (?)* СЯ залегает в основании СПЭ, по структурно-формационным признакам соответствует валдайско-балтийским отложениям Русской плиты. Присутствие его установлено в Ижма-Печорской впадине, Печоро-Колвинском авлакогене, а также предполагается в пределах Северо-Предуральского блока. Слагающие его СФК выполняют прогиб, аналогичный существующему в Среднем Предуралье, где его возрастной диапазон, судя по выходам молассовой формации чурочинской свиты нижнего венда, шире: нижний венд–нижний кембрий.

Ижма-Печорская впадина (рис. 11, 1) по отложениям верхнего венда–нижнего кембрия в современном структурном плане представляет собой обширную пологую структуру. Ее строение асимметрично: западный борт моноклинально погружается в восточном направлении от отметок –1400 до –2600 м по поверхности верхневендско-кембрийского СЯ. Представлен он терригенными красноцветным и сероцветным СФК в составе песчаной и песчано-глинистой формаций, изученными только в пределах Ижма-Печорской впадины (рис. 32). Отложения СЯ с резким угловым несогласием и стратиграфическим перерывом залегают на образованиях рифейского

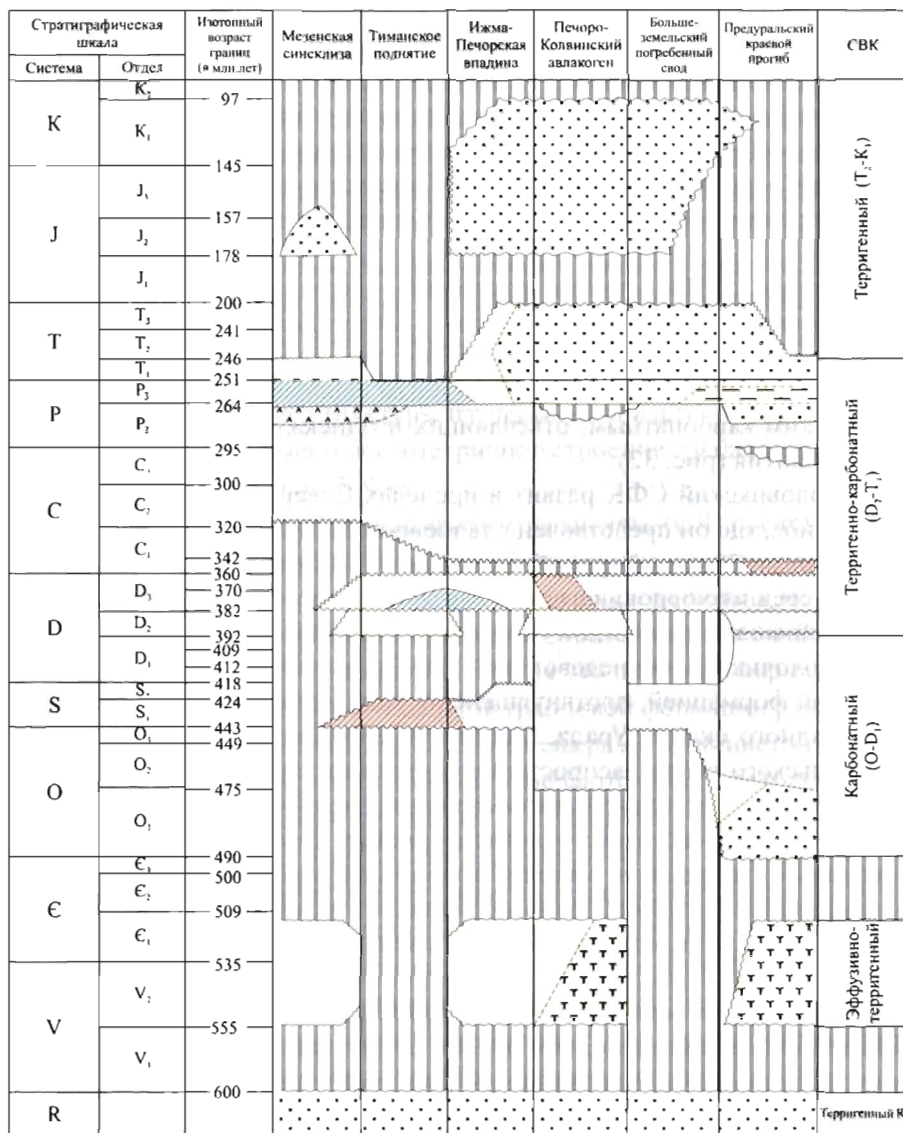


Рис. 32. Схема корреляции СВК Тимано-Печорской платформы и Мезенской синеклизы (сост. Г. Ф. Буданов, 2001)

Структурно-формационные комплексы: 1 – терригенные красноватые. 2 – терригенные сероватые. 3 – терригенные угленосные. 4 – вулканогенно-терригенные. 5 – карбонатно-терригенные. 6 – терригенно-карбонатные. 7 – карбонатные. 8 – сульфатно-карбонатные. 9 – разрывы

СЭ, выполняя впадины в рельефе его поверхности. В их пределах мощность СЯ составляет 800–900 м, резко уменьшаясь на выступах и поднятиях рифейского СЭ вплоть до полного выклинивания.

Присутствие отложений этого СЯ и слагающих его СФК предполагается и в пределах Северо-Предуральского блока, выполняющих прогиб, аналогичный существующему в Среднем Предуралье, где его возрастной диапазон, судя по выходам молассовой формации чурочинской свиты нижнего венда, шире: нижний венд–нижний кембрий.

Каледонский СЯ. Представлен отложениями верхнего ордовикско-нижнедевонского СПЯ, распространенными в пределах Печоро-Колвинского авлакогена, Большеземельского свода и Северо-Предуральского перикратонного прогиба. Сложен он двумя СФК – нижнеордовикским терригенным сероцветным и среднеордовикско-нижнедевонским карбонатным, отвечающих позднекаледонскому подэтапу тектонического развития (рис. 32).

Нижнеордовикский СФК развит в пределах Северо-Предуральского перикратонного прогиба, где он представлен сланцево-песчаной формацией мощностью от нескольких сот до 3000 м. Верхней части этого СФК отвечают отложения нижнего и, возможно, среднего ордовика, вскрытые скважинами на Большеземельском своде и представленные красноцветной глинисто-песчаной формацией.

Среднеордовикско-нижнедевонский СФК в восточной части региона сложен известняковой формацией, протянувшейся в виде неширокой полосы вдоль современного западного склона Урала. Мощность формации 1300–1700 м. В пределах Большеземельского свода распространена доломитовая формация мощностью до 600 м. Западнее, на остальной части региона, распространена преимущественно силурийская доломитово-известняковая формация, для которой характерно развитие биогермных известняков. Мощность формации закономерно уменьшается в западном направлении от 1300 (Печоро-Колвинский авлакоген) до 100–500 м в Ижма-Печорской впадине. В этом же направлении уменьшается и стратиграфический объем формации.

Условия залегания верхневендско-кембрийского СЯ и ордовикско-нижнедевонского СПЯ в большей степени, чем других СЯ, определяются характером рельефа поверхности фундамента, по отношению к которому их структурный план является унаследованным. Так, по поведению отражающих сейсмических горизонтов, приуроченных к карбонатным отложениям силура, Печорская плита (рис. 11, Б) представляет собой сложнопостроенную, наклоненную в сторону Урала область, составленную чередованием поднятий и прогибов разного масштаба, зачастую осложненных тектоническими нарушениями. Например, в приосевой, смещенной на восток части Ижма-Печорской впадины, поверхность силурийских отложений погружена до отметок –3200 м.

Малоземельско-Колгуевская моноклираль (15), наследующая структурный план поверхности рифейского СЭ, по отложениям силура представляет собой ряд ступенчато погружающихся на северо-восток блоков с глубиной поверхности от 2800 до 4200 м (рис. 31).

Печоро-Колвинский авлакоген (3) по опорным горизонтам ордовикско-нижнедевонского СПЯ состоит из ряда ориентированных в северо-западном

направлении, часто приразломных валов и локальных поднятий, группирующихся в антиклинальные зоны. В их пределах кровля СПЯ в сводах зон фиксируется на отметках от –3000 до –4500 м, а в разделяющих их депрессиях на отметках –5000 м.

Большеземельский свод (2) по отложениям СПЯ полностью наследует структуру поверхности рифейского СЭ, его наиболее приподнятая часть, смещенная к югу по кровле силура, находится на отметках –3100 м, тогда как на его склонах на глубине 4800 м.

Северо-Предуральский блок, развивавшийся в раннем палеозое, в режиме перикратонного опускания, в результате Уральского орогенеза разделился на ряд впадин, указанных выше (Верхнепечорскую, Большесынинскую, Косью Роговскую, Кортаихтинскую) с поперечными поднятиями. По отложениям ордовикско-нижнедевонского СПЯ эти крупные структуры изучены неудовлетворительно. Необходимо отметить, что впадины имеют асимметричное строение с падением слоев СПЯ в сторону Урала: от глубины 4 до 7–9 км.

Среднедевонско-нижнетриасовый структурный ярус (СЯ) представлен четырьмя СПЯ. Наиболее полный стратиграфический разрез имеет среднедевонско-саргаевский СПЯ, который фиксируется в структурах, приуроченных к мобильным мегаблокам. Он представлен формациями главным образом терригенной сероцветной СФК. В северной половине Тиманского поднятия это песчаная формация мощностью до 500 м. Характерно развитие базальтов трапповой формации раннефранского возраста. В пределах Печоро-Колвинского авлакогена развита глинисто-песчаная формация, в верхней, пашийской, части которой отмечаются межпластовые залежи долеритов и маломощные прослои туфов (рис. 32). Мощность формации в погруженных участках авлакогена достигает 2000 м, на приподнятых – не превышает первых сот метров. В предуральской части в составе среднедевонско-саргаевского СФК развита глинисто-известняковая формация мощностью до 500–600 м.

В пределах стабильных мегаблоков среднедевонская часть СПЯ не отлагалась. В Ижма-Печорской впадине развита пашийско-саргаевская песчано-глинистая формация мощностью 50–200 м, на Большеземельском своде – известняково-глинистая и глинисто-известняковая формации такой же мощности (рис. 32).

Семилуцко-турнейский СПЯ представлен рядом формаций – от терригенных до карбонатных, при преобладании последних. Более высокие части разреза в различных блоках имеют разное строение. На большей части территории в основании СПЯ залегает доманиковая формация, сложенная специфической ассоциацией глинисто-кремнисто-битуминозных карбонатных пород мощностью до 100–150 м.

В полосе, примыкающей к Тиманскому поднятию, он представлен терригенным красноватым СФК (песчано-глинистой формацией) мощностью 100–200 м, сменяющимся в восточном направлении в пределах Ижма-Печорской впадины сначала известняково-глинистой, а затем глинисто-известняковыми формациями. В этом же направлении мощность СФК увеличивается до 400 м.

На остальной территории региона к востоку от Ижма-Печорской впадины развиты формации карбонатного СФК, представленные органогенными или глинисты-

ми известняками, доломитами и мергелями. Мощность их колеблется в широких пределах, достигая на востоке 2500 м.

В основании визейско-нижнеартинского СПЯ почти повсеместно залегает сероцветная песчано-глинистая формация ранневизейского возраста (терригенный сероцветный СФК). Характерная ее особенность – наличие темно-серых и черных углистых глин. Мощность формации увеличивается с запада на восток от 20 до 300–350 м. Выше она сменяется повсеместно развитой известняковой формацией карбонатного СФК в составе органогенно-обломочных или слоистых известняков с подчиненными прослоями доломитов мощностью 300–500, местами до 600–800 м. Характерно наличие внутриформационных перерывов с выпадением местами из разреза отложений верхнего карбона или ассельского яруса.

В составе кунгурско-нижнетриасового СПЯ в пределах Большесынинской, Косью-Роговской и Коротаихинской впадин Предуральского прогиба развита сероцветная угленосная глинисто-песчаная формация соответствующего СФК мощностью 3000 м, уменьшающейся к западу до первых сот метров. Южнее, в Вехнепечорской впадине, она замещается сероцветной песчано-глинистой формацией мощностью до 3000 м (рис. 32).

В тектонически активной части платформы, в Варандей-Адзвинской структурно-тектонической зоне и прилегающих впадинах Предуральского прогиба, в основании нижнего триаса выделяется вулканогенно-терригенный СФК, представленный межпластовыми телами базальтов, разделенных терригенными осадочными породами. Мощность его 50–120 м. На остальной части региона вне Предуральского прогиба развит сероцветный терригенный СФК в составе песчано-глинистой формации мощностью от 200 до 400 м.

Современный структурный план Тимано-Печорской платформы по образованиям *среднедевонско-нижнетриасового* СЯ отличается от нижележащих СЯ, но тем не менее обладает многими сходными с ним чертами, что объясняется гетерогенностью фундамента. По образованиям *среднедевонско-нижнетриасового* СЯ в современном структурном плане выделяется ряд региональных и локальных структур, связанных с мобильными и стабильными мегаблоками, на которых они сформировались.

Тиманское поднятие в современном строении характеризуется развитием ориентированных в северо-западном направлении кулисообразно расположенных по отношению друг к другу валов и цепочек антиклинальных поднятий, разделенных депрессиями. В их основаниях лежат блоки рифейских образований, приподнятых или опущенных по разломам. Валы и локальные поднятия имеют асимметричное строение: их юго-западные крылья, обычно приуроченные к разломам, крутые, северо-восточные – пологие.

В современном структурном плане по опорным горизонтам *среднедевонско-нижнетриасового* СЯ на месте Ижма-Печорской впадины рисуются две крупные структуры: Ижемская впадина и Омра-Лузское поднятие.

Ижемская впадина (рис. 11, 14) наследует большую, северную часть Ижма-Печорской впадины. Как и Ижма-Печорская впадина, она имеет асимметричное стро-

ение. Ее западный пологий склон, прослеживающийся вдоль северной части Тиманского поднятия, представляет собой моноклираль, на фоне которой отмечаются отдельные малоамплитудные локальные поднятия. Кровля карбонатных отложений нижней перми (основного опорного горизонта) погружается от нулевых отметок до –800 м. Более крутой восточный склон срезается нарушениями системы Припечорского глубинного разлома, ограничивающего Печоро-Колвинский авлакоген. Поверхность нижнепермских отложений в наиболее погруженной части впадины фиксируется на отметках –1500 м. Северным замыканием Ижемской впадины является Седухинский вал, наследующий выступ образований рифейского СЭ (рис. 11, 10). Вал имеет асимметричное строение с пологим юго-западным крылом и крутым северо-восточным, сливающимся с Малоземельско-Колгуевской моноклиалью.

Омра-Лузское поднятие (рис. 11, 13) находится на восточной окраине Ижма-Печорской впадины. Характеризуясь северо-западным простираем, оно примыкает к Печоро-Колвинскому мегавалу, отделяясь от него кулисообразно расположенными разломами. Глубина залегания фундамента не превышает 3,5 км. В разрезе структуры участвуют седьельско-нибельские, силурийские, юрские и меловые отложения. Структура характеризуется ступенчатым строением с амплитудой смещения до 500 м.

Малоземельско-Колгуевская моноклираль (15) характеризуется пологим погружением опорных горизонтов среднедевонско-нижнетриасового СЯ в северо-восточном направлении. Максимальное погружение подошвы семилукских отложений составляет около 4 км, кровли карбонатов нижней перми до 2,3 км. Разломы, разграничивающие блоки нижележащего СЭ, затухают уже в отложениях девона.

Печоро-Колвинский авлакоген (3) в структуре чехла характеризуется развитием узких и высокоамплитудных мегавалов и осложняющих их валов и локальных поднятий, как правило, кулисообразно расположенных по отношению друг к другу. Амплитуды валов, в большинстве случаев контролируемых разломами, достигают 1200–1500 м. Инверсионная форма развитых в пределах авлакогена положительных структур сказывается в несовпадении структурных планов *среднедевонско-нижнетриасового* СПЭ со структурными планами по горизонтам *верхнедевонско-нижнедевонского* СПЭ и поверхностью рифейского СЭ.

Основными структурами являются Печоро-Кожвинский (рис. 11, 6) и Колвинский (7) мегавалы, представляющие собой инверсионные поднятия над краевыми грабенообразными прогибами авлакогена, и Лайский вал, наследующий зону его срединных поднятий. Мегавалы составлены рядами кулисообразно расположенных валов с четко выраженным асимметричным строением. Лайский вал отличается от других валов авлакогена тем, что осложняющие его поднятия имеют пологие куполовидные формы, присущие структурам платформенного типа.

Большеземельский палеосвод (2) отличается слабой дислоцированностью пород среднедевонско-верхнепермского СПЭ, пологим их залеганием, отсутствием дизъюнктивных нарушений, развитием пологих малоамплитудных поднятий куполовидной формы. В наиболее приподнятой части подошва семилукских отложений вскрыта на глубинах 3,1–3,2 км.

Вверх по разрезу наблюдается уменьшение амплитуды свода и сокращение его площадных размеров. По основному маркирующему горизонту – кровле карбонат-

ных отложений нижней перми – Большеземельский свод фактически является моноклиналью северо-северо-западного направления. По отложениям нижнего триаса рисуется обширная Хорейверская впадина, наложенная на Большеземельский свод (рис. 31).

Варандей-Адзвинская структурная зона (4) состоит из системы дизъюнктивных валов и разделяющих их прогибов, находящихся над разнопогруженными блоками фундамента и наследующих их образований ордовикско-нижнедевонского СПЭ. Отличительной чертой строения зоны является четкая приуроченность валов и локальных поднятий к разломам. Глубина залегания подошвы семилукских отложений от 3,0 до 4,3 км.

Предуральский краевой прогиб представляет собой вытянутый вдоль западного склона Урала ряд крупных опусканий, сформировавшихся на орогенном этапе развития Уральской складчатой области. Западная граница прогиба условна и проводится разными исследователями по различным признакам. Восточная граница совпадает с передовыми приразломными складками и чешуями Урала и контролируется кулисообразно расположенными крупными надвигами, входящими в систему Главного Западно-Уральского надвига.

По морфологии структур и степени деформации отложений кунгурско-триасового СПЯ на всем протяжении Предуральского прогиба выделяются внешняя (западная) и внутренняя (восточная) зоны. Для внешней зоны характерен платформенный облик развитых в ней структур, которые характеризуются брахиформностью, малыми амплитудами, преобладанием пликативных деформаций. Во внутренней зоне развиты брахиантиклинали и линейные антиклинали, часто нарушенные надвигами или взбросо-надвигами.

В современном структурном плане прогиб не существует как единая структурная форма, а состоит из ряда обособленных впадин, отмеченных выше. Характерной их чертой, помимо асимметричного строения, является приуроченность к восточным, приуральским частям впадин так называемых дизпликатов или надвиговых пластин, являющихся парагенетическим сочетанием дизъюнктивных и пликативных структурных форм.

Поверхность основного опорного горизонта-кровли карбонатных отложений нижней перми фиксируется на глубинах 1,8–4,0 км (Верхнепечорская впадина), 2,7–8,4 км (Большесынинская впадина) (рис. 11, 26.5), 2,2–6,6 км (Косью-Роговская впадина). Коротайхинская впадина (рис. 11, 26.7), находящаяся в крайней северо-восточной части ТП плиты (рис. 11, Б), принадлежит к Пайхойско-Новоземельскому краевому прогибу. Асимметричное строение впадины выражается относительно пологим юго-западным крылом, моноклинально погружающимся в сторону приосевой ее части, и сложнопостроенным северо-восточным, осложненным многочисленными надвигами, соответствующими внешней и внутренней зонам впадины. Глубины залегания поверхности карбонатных отложений нижней перми во внешней зоне от 0 до 4, во внутренней от 2 до 7 км.

Среднетриасово-нижнемеловой структурный подэтаж (СПЭ). Залегающий в основании подэтажа средне-верхнетриасовый СЯ в восточных предуральских разрезах представлен сероцветной слабоугленосной глинисто-

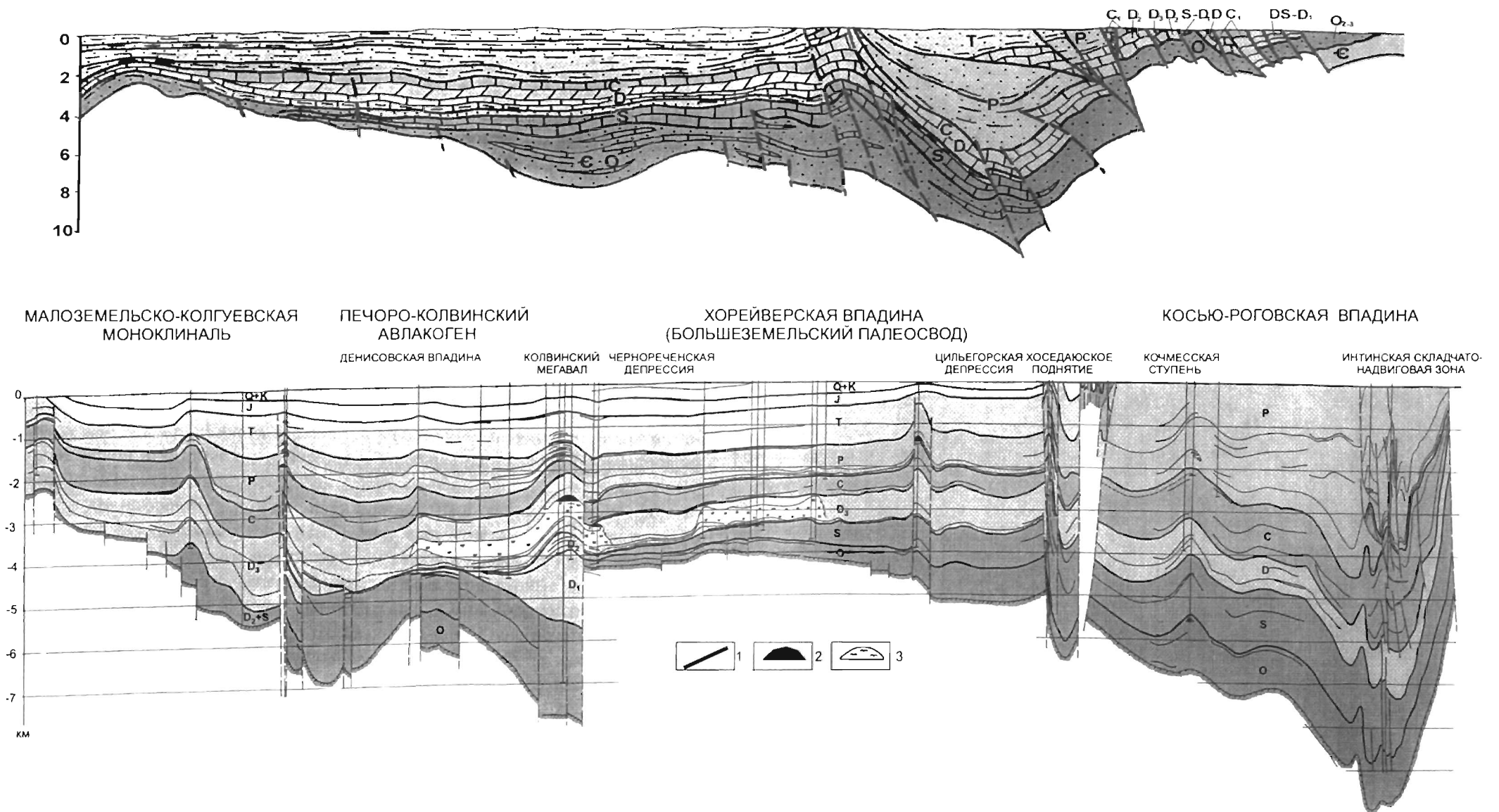


Рис. 31. Геологические разрезы Тимано-Печорской платформы (сост. О. М. Прищипа)
1 – границы основных стратиграфических подразделений; 2 – нефтяные залежи; 3 – органогенные постройки

песчаной формацией мощностью до 800 м (рис. 32). В западном направлении мощность формации уменьшается, исчезают угольные прослойки и появляются пачки красно- и пестроцветных глин. В пределах Малоземельско-Колгуевской моноклинали и Ижма-Печорской падины эта формация постепенно сменяется преимущественно пестроцветной песчано-глинистой формацией мощностью 100–300 м.

Среднеюрский СФК, залегающий с продолжительным стратиграфическим перерывом на триасовом, представлен в восточной части региона сероцветной континентальной песчаной формацией мощностью около 150 м. В западной части региона, в пределах Ижма-Печорской мегавпадины, она сменяется глинисто-песчаной формацией мощностью около 100 м (рис. 32).

Верхнеюрский СФК в восточной половине региона представлен морской темноцветной песчано-глинистой формацией мощностью до 200 м, сменяющейся в западной части глинистой формацией. Мощность ее в зависимости от глубины предмелового размыва колеблется от 120 до 250 м.

Нижнемеловой СФК сложен слабоугленосной песчано-глинистой формацией, которая залегает на нижележащих отложениях со стратиграфическим перерывом. Максимальная ее мощность в северной части Печоро-Колвинского мегавала более 200 м.

Структурный план среднетриасово-нижнемелового СПЭ резко отличается от нижележащего СПЭ. Если в палеозойской части (платформенного) СПЭ наблюдается региональный наклон опорных горизонтов в восточном направлении, то в мезозойском СПЭ слои отчетливо погружаются в северном направлении при одновременном наращивании мощности разреза.

В результате на значительной площади платформы в течение мезозоя сформировалась Печорская синеклиза (рис. 11, 5). Наиболее отчетливо она выражена по отложениям мезозоя и частично по отложениям верхней перми, что дает основание рассматривать ее в качестве наложенной на различные структурные элементы предшествующего тектонического цикла. Действительно, Омра-Лузское поднятие, контрастные высокоамплитудные валы и мегавалы Печоро-Колвинского авлакогена, обширный длительно развивавшийся Большеземельский свод не находят отражения в образованиях среднетриасово-нижнемелового СПЭ и являются погребенными по отношению к Печорской мезозойской синеклизе.

Погружение синеклизы в акваторию Баренцева моря приводит к слиянию ее с Южно-Баренцевской синеклизой молодой Западно-Арктической платформы (рис. 11, В).

В связи с движениями мезозойского цикла нельзя не упомянуть *поднятия Чернышева* (рис. 11, 12), сформировавшееся в поздне триасовое–раннеюрское время. Поднятие Чернышева представляет собой сложнопостроенную чешуйчато-надвиговую структуру, дугообразно протянувшуюся вдоль западного борта Косью-Роговской впадины. Поднятие Чернышева образовалось в условиях сжатия над системой глубинных разломов, на границе стабильного Большеземельского блока земной коры и мобильного Северо-Предуральского.

В данной работе рассматривается лишь Скифская, европейская часть этой обширной платформенной области с эпипалеозойским фундаментом. К западной части платформы, помимо Скифской плиты, относятся структуры Донбасса и его юго-восточное продолжение – погребенный вал Карпинского (Доно-Мангышлакская складчатая зона). Скифская плита, образуя южное обрамление ВЕП, тянется от Добруджи по Причерноморской шовной зоны грабенов, через Степной Крым, Азовское море в Предкавказье.

Границы платформы, как с ВЕП, так и с альпийскими складчатыми системами, ограничивающими ее с юга, везде тектонические, по разломам глубокого заложения.

Граница Скифской плиты и складчатой системы Б. Кавказа нечеткая и проводится разными исследователями по-разному. Объясняется это прежде всего тем, что южная часть Скифской плиты на протяжении почти всего альпийского этапа развивалась в платформенном режиме и лишь в неоген-четвертичное время была пассивно вовлечена в воздымание Большого Кавказа в период формирования его как горного сооружения.

С определенной долей условности граница Скифской плиты и Б. Кавказа принята в данной работе по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне в центре, Ахтырскому разлому на западе и зоне Сунженских хребтов на востоке. В зоне их сочленения выделяются Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы, южные части которых также оказались втянутыми в воздымание Б. Кавказа, а последний из указанных прогибов частично наложен на его складчатые структуры (рис. 11).

На севере по зонам разломов Скифская плита сочленяется с Донецким складчатым сооружением, как с открытой его частью (Донбассом), так и погребенной, называемой *валом Карпинского*, а также с *Донбасско-Промысловской* [Цейслер, 1977; Ляшкевич, 1987; Бембеев, Бембеев, 1995 и др.].*

Надо сказать, что вопрос о глубинном строении, тектонической природе вала Карпинского и его соотношении со Скифской плитой до сих пор остается дискуссионным. Вместе с тем, новые материалы геофизических главным образом *сейсмических* исследований свидетельствуют о том, что *Донецко-Мангышлакская (Донбасс и вал Карпинского) складчатая система по типу глубинного строения принципиально отличается от прилежащих к ней как древней, так и молодой платформ, характеризуясь линейной структурой, положительным гравитационным полем и слабодифференцированным отрицательным магнитным полем.*

Скифская плита

Герцинский складчатый комплекс, слагающий фундамент плиты, перекрыт осадочным чехлом почти горизонтально залегающих мезо-кайнозойских образований. Глубина залегания фундамента изменяется от положительных отметок до –6–7 км

* Как известно, термин «кряж» является геоморфологическим понятием, а не структурным, и в данном случае его использование неуместно.

во впадинах и 10 км в передовых прогибах. В пределах плитной, равнинной части платформы многочисленными скважинами вскрыты главным образом приповерхностные его образования верхнего палеозоя. Наиболее полные разрезы палеозоя известны на юге платформы в пределах Передового хребта и Бечасынской зоны, выведенные на поверхность альпийскими поднятиями Б. Кавказа. Эта часть эпигерцинской платформы представляет собой краевой массив, входящий в состав кристаллического ядра Центр. Кавказа, наиболее высоко поднятого вдоль Ставропольской поперечной структуры. Узкий эвгеосинклинальный трог Передового хребта, зажатый между двумя жесткими зонами Бечасынской и Главного хребта, в предальпийское время тянулся на 600–700 км. В настоящее время на поверхности обнажена часть этой зоны протяженностью около 300 км, где наблюдается разрез палеозойских пород.

В основании разреза палеозоя, в Бечасынской зоне (басс. р. Малка) выделяется нижне-среднекембрийская красноцветная терригенная молассовая формация (урлешская свита), залегающая с размывом на зеленокаменных образованиях рифея [Потопенко, 1982, Снежко, 2005]. На этой формации, отвечающей орогенной стадии байкальского тектонического цикла, с большим стратиграфическим (верхний кембрий–ордовик) и угловым несогласием залегает карбонатно-аргиллитовая формация силтура (лахранская свита), с которой многие исследователи связывают начало герцинского тектонического цикла.

Вулканогенно-осадочный СВК *нижнегерцинского* СЯ (D_{2-3}), обнаженный в зоне Передового хребта, представлен формациями (снизу вверх): кремнисто-вулканогенно-терригенной (бахмутская, андрюкская и артыкчатская свиты среднего–позднего девона) видимой мощностью более 2500 м и последовательно дифференцированной базальт-андезит-диоритовой общей мощностью 2250 м.

Вышележащий СВК – туфогенно-осадочный (D_3-C_1), сложен внизу горизонтом кремнистых сланцев (50–150 м) туфобрекчий и брекчий с обломками известняка живетского возраста, сменяющихся выше туфами, туфопесчаниками и глинистыми сланцами с глыбами известняков и фауной франского возраста (картджюрская свита) мощностью 2500 м. Залегающая выше глинисто-известняковая формация представлена в нижней части алевролитами и глинистыми сланцами с пластами известняков (200 м), с фауной фаменского и турнейского возраста. Завершает строение *нижнегерцинского* СЯ терригенная формация раннекаменноугольного возраста, установленная в ряде районов Передового хребта, по-видимому, относящаяся уже к молассовому СВК. Представлена она гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с базальными конгломератами и прослоями известняков общей мощностью 800 м (колсуйская свита).

С *нижнегерцинским* СЯ связаны интрузии габбро-диорит-долеритовой и плагиогранитовой формаций.

Формации *верхнегерцинского* СЯ (C_2-T) накапливались в условиях орогенного и субплатформенного режимов. Континентальная угленосная средне-позднекаменноугольная формация с горизонтами кислых лав, туфов, туфопесчаников общей мощностью до 2000 м, залегающая с глубоким разрывом на формациях различного возраста, обнажается в зоне Передового хребта.

Вышележащий СВК вулканогенно-осадочных континентальных красноцветных формаций мощностью до 10 км распространен только в зоне Передового хребта. Представлен он в нижней части песчано-глинистой формацией (аксаутская свита, 1250 м), в средней – вулканогенной формацией (кинырчадская свита, до 800 м), в верхней – терригенной (большеалабинская свита, 8000 м) [Общая шкала..., 1984]. Образование его происходило в завершающую стадию (пермско-триасового) герцинского орогенеза и сопровождалось кислым вулканизмом и внедрением субвулканических тел (порфировая формация).

Характерны для герцинид Скифской плиты вулканогенно-плутонические пояса, представленные многочисленными интрузивными массивами, приуроченными к краевым частям приподнятых блоков фундамента, и сложенные верхнепалеозойскими гранитами и верхнетриас-нижнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями. Известково-щелочные вулканы представлены в основном кислыми и средними эффузивами и туфами.

В равнинной части плиты установлены многочисленные узкие и протяженные (10×100 км) горсты и грабены субширотного простирания, а также изометричные наложенные мульды, заполненные красноцветной молассой пермско-раннетриасового возраста мощностью от первых сот метров до нескольких километров (западная часть Предкавказья). Последние выделяются в качестве «промежуточного комплекса».

Промежуточный комплекс широко распространен, иногда сильно дислоцирован и насыщен продуктами магматизма (район Каневско-Березанской системы поднятий), что несвойственно плитным структурам. Нижняя часть его в Западно-Предкавказской зоне сложена карбонатной формацией верхней перми – известняками и доломитами (мощностью до 130 м) [Чаицкий, Шевченко, 1975]. Верхняя часть комплекса (самые верхи поздней перми (?) и весь триас), в зоне Манычских прогибов и в Восточном Предкавказье представлена терригенной формацией (свыше 850 м – куманская, чепрановская, екатериновская и сальская свиты). Выше согласно, местами с перерывом, залегает терригенно-карбонатная формация (до 2000 м – нефтекумская, култайская, демьяновская, кизлярская, новоколодезная и закумская свиты). В южной части вала Карпинского отмечаются базальтоиды субщелочного состава [Тихомиров, Назаревич, 2001]. Завершается разрез комплекса конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, лавами кислого и среднего состава известково-щелочной серии (до 2400 м – ногайская и зурмутинская свиты). Залегает промежуточный комплекс с размывом на породах карбона, перекрывается с размывом нижнемеловыми отложениями. Возраст комплекса определяется как $P_2 - T_3r$ [Ткачук, Ткачук, 1975; Лозовский и др., 1976; Савельева и др., 1978; Пятакова и др., 1983]. В пределах Центрального и Восточного Предкавказья установлена промышленная нефтегазоносность триасовой части комплекса.

В Западно-Предкавказской зоне верхняя часть комплекса (триас) сложена вулканогенно-терригенной формацией – аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, а также эффузивными породами кислого и среднего состава в верхней части разреза (около 3000 м – расшеватская и североставропольская толщи, староминская и челбасская свиты). Самые верхи комплекса (более

850 м), представлены аргиллитами, алевролитами, известняками и мергелями. Породы комплекса залегают с разрывом на палеозое и с разрывом перекрываются нижнемеловыми отложениями.

В Восточном Предкавказье скважинами вскрыты силлы долеритов, которые рассматриваются как субвулканическая фация поздне триасового вулканизма.

В строении Скифской плиты выделяется ее северная часть, где осадочный чехол слабо дислоцирован и залегает горизонтально на глубокопогруженном фундаменте, и южная, окраинная часть, участвующая в строении Б. Кавказа (Северо-Кавказской системы).

Современная структура южной окраины Скифской плиты, входящая в состав Б. Кавказа, сформирована главным образом киммерийскими движениями. Осадочный чехол, втянутый в поднятие Б. Кавказа, был сильно деформирован, причем интенсивнее с приближением к южной границе плиты, совпадающей с главным надвигом. И если к северу, на удалении от этой границы, сформировалась Северо-Кавказская моноклираль, то в приграничной зоне – поднятие Передового хребта.

Северо-Кавказская моноклираль сложена породами от келловей до эоцена включительно, причем в основании верхней юры фиксируются региональные и угловые несогласия. Формирование моноклинали произошло в неоген-четвертичное время при втягивании ее территории в восходящие движения Кавказского орогена. В пределах Лабино-Зеленчукской части моноклинали осадочный чехол, сложенный юрско-меловыми и палеогеновыми породами залегает на отметках от +800 м на юге, где он выходит на поверхность, до – 2–3 км на севере (Объян. зап., 2000).

В **Центрально-Кавказском массиве** юрско-меловые отложения, воздымаясь к югу, образуют кустовый уступ.

В зоне **Главного хребта** – сложнодеформированной и высокоприподнятой окраины Скифской плиты – встречены лишь песчано-глинистые интенсивно дислоцированные отложения нижней–средней юры (в тектонических окнах). Накопление этих отложений к северу от Главного надвига проходило в условиях морского шельфа.

В структуре поверхности эпигерцинского фундамента северной части Скифской плиты выделено 13 наиболее крупных тектонических элементов, в свою очередь подразделяющихся на более мелкие (рис. 11). Значительная часть их находит отражение и в структурном плане «промежуточного» комплекса.

Самой северной структурой является зона **Маньчских прогибов** (рис. 11, 1), отграниченная Маньчским глубинным разломом от Доно-Мангышлакской складчатой системы, вдоль которой она прослеживается от Ростовского выступа на северо-западе к юго-востоку, к Прикаспию, где продолжается Южно-Мангышлакской системой грабенов Туранской плиты. Зона прогибов выполнена отложениями перми и триаса (промежуточного комплекса) мощностью более 2 км [Ермаков, 2000]. Сложное строение зоны прогибов выражается в резких изменениях глубины залегания фундамента от 1 до 4–5,8 км (рис. 12). Борты прогибов осложнены разрывными дислокациями, смещения по которым достигают 1,5 км, а амплитуда валов 700–1000 м и более. По размытой поверхности пермо-триасовых отложений контрастность структуры прогибов менее четкая и проявляется лишь в отдельных складках.

Центральную часть Скифской плиты занимает поперечное к общекавказскому простиранию *Ставропольское поднятие* (рис 11, 2), прослеживающееся от зоны Манычских прогибов на севере до Центрально-Кавказского массива на юге. Поверхность фундамента повышается с севера на юг от 2,8 км в зоне Приманычской моноклинали до 1 км на юге в области Южно-Ставропольского вала сложного строения. Поверхность свода осложняется зонами поднятий, валами и разделяющими их седловинами и прогибами.

К западу от Ставропольского свода выделяется *Западно-Ставропольская впадина* (3) с глубиной залегания фундамента от 1,2 км на северо-востоке (Сальский вал) до 3,6 км и более на юге. В строении ее участвует целый ряд впадин и разделяющих их поднятий, из которых наиболее крупной является Сальский вал – субмеридиональная структура, ограниченная разломами и прослеживающаяся на север в пограничную зону Донбасса и вала Карпинского. Выполнена впадина в основном меловыми и более молодыми отложениями, местами пермо-триасового переходного комплекса. В пределах Западно-Ставропольской впадины скважинами вскрыты девонско-среднекаменноугольные образования фундамента на глубину до 1–1,5 км. К западу от Западно-Ставропольской впадины и к югу от Ростовского выступа выделяется *Ирклиевская впадина* (4), выполненная мощными дислоцированными отложениями триаса (промежуточный комплекс), с глубиной залегания фундамента, достигающей 4,5 км. К югу от этой впадины располагается *Тимашевская ступень* (7), фундамент которой моноклинально погружается с севера на юг от 3 до 5 км. От Ирклиевской впадины она отделяется *Каневско-Березанской системой поднятий* (8), являющейся инверсионной структурой, сложенной мощными сложнодислоцированными формациями перми и триаса. По их подошве это глубокий грабенообразный прогиб (до 6,5 км), а по кровле – система поднятий с относительной амплитудой в несколько сот метров, которая резко меняет свое простирание с субширотного на севере (Каневский вал) на субмеридиональное (Березанский вал) на юге. На Каневском валу вскрыты верхнепалеозойские образования фундамента.

К юго-востоку от описанных структур располагается *Восточно-Кубанская впадина* (5), характеризующаяся разломными ограничениями и глубиной залегания фундамента по данным сейсморазведки от 4–5 км в прибортовых до 8 км и более в приосевых частях структуры. Восточный приподнятый блок впадины выделяется по мезо-кайнозойским отложениям под названием Беломечетского прогиба. Платформенный чехол здесь в отличие от других структур Предкавказья представлен мощным комплексом терригенной нижней–средней юры и карбонатной формацией верхней юры, в основании которых залегает 1000-метровая переходная толща аргиллитов перми и триаса [Объясн. зап..., 2000]. В. Е. Хаин включает эту впадину в состав краевой системы Предкавказья [Хаин, 1987]. На сходство Восточно-Кубанской впадины с Западно-Кубанским прогибом указывают их состав и большие мощности юрских отложений, залегающих в основании осадочного чехла на промежуточном триасовом комплексе.

Западно-Кубанский (Индо-Кубанский) краевой прогиб (13), отделенный Адыгейским выступом (11) по зонам разломов от Восточно-Кубанской впадины, располагается перед фронтом складчатых структур Б. Кавказа.

Его северная граница проходит по разлому с амплитудой более 1000 м в юрско-меловых отложениях, южная – по Ахтырскому разлому. Глубина залегания фундамента в прогибе превышает 13 км. Южный борт прогиба характеризуется сложным строением.

К структурам юго-восточной части Скифской плиты относятся Минераловодский выступ (12), являющийся частью Центрально-Кавказского массива, отделяющий впадины Восточно-Кубанскую от Восточно-Ставропольской (6) и ограничивающий с запада Терско-Каспийский передовой прогиб (14). Осадочный чехол выступа (мощностью 1–2 км) состоит из отложений от верхней юры до неогена. В строении выступа участвуют многочисленные мелкие гипабиссальные интрузии, приуроченные к узлам пересечения разломов. В современном рельефе это вершины гор Кавманводского района (Бештау, Машук и др.).

Восточно-Ставропольская впадина представлена целым рядом прогибов и разделяющих их поднятий, границы которых зачастую разломные. Наиболее глубокий Чернолесский прогиб (более 7 км) выполнен отложениями промежуточного комплекса, а также отложениями юры. Прогиб ограничен разломами амплитудой до 1 км.

Прикумская система поднятий – Прикумский горст (10) – сложнопостроенная структура субширотного простирания со ступенчатым погружением фундамента к востоку, от 3,3 до 5–6 км. С севера и юга поднятие ограничено разломами, амплитуда которых местами достигает 1 км (Петропавловское поднятие). Характерно почти полное отсутствие пермо-триасовых отложений [Объясн. зап. ..., 2000]. Лишь в погружениях вскрыты среднетриасовые (анизийский ярус) отложения мощностью до 400 м.

Ногайская структурная ступень (8), с севера и запада ограниченная разломами амплитудой до 500 м. Поверхность ее более расчлененная и некоторые отрицательные структуры выполнены мощными вулканогенными и маломощными карбонатными породами триаса мощностью до 1 км [Объясн. зап. ..., 1998]. По меловым отложениям эта структура представляет собой моноклинали, наклоненную к югу и осложненную рядом малоамплитудных локальных поднятий.

Терско-Каспийский краевой прогиб (14) по разломам сочленяется на севере с Ногайской ступенью (8), на западе ограничивается Минераловодским выступом (12), на юге и востоке тянется вдоль складчатых структур Кавказа, местами частично перекрывая последние (рис. 12). Поверхность фундамента погружается с запада на восток от Баксанской моноклинали в Чечено-Осетинскую впадину глубиной до 8 км и более. В Терско-Каспийском прогибе вскрыты верхнетриасовые отложения (до 840 м), слагающие пестроцветную терригенную формацию, которая залегает с разрывом на аргиллито-алевролитовой толще среднего триаса и палеозойских образованиях.

Осадочный чехол плиты мощностью до 6–8 км представлен двумя СЯ: киммерийским – юрским и альпийским – мел-неогеновым. Последний по составу слагающих их формаций, условиям залегания, а также их смене в латеральных рядах подразделяется на два СПЯ: нижнеальпийский (мел–нижний миоцен) и верхнеальпийский (средний миоцен–плиоцен).

Юрский СЯ, отвечающий киммерийскому этапу, представлен рядом СФК, из которых ниже-среднеюрский (докелловейский) сложен терригенным сероцветным

СФК (рис. 30, 11–13). Распространен он главным образом в южных районах плиты, в Восточно-Кубанской впадине и Западно-Кубанском краевом прогибе, тогда как на севере большей частью размыт в предмеловой период. Наибольшую мощность (до 2,2 км) он имеет в Восточно-Кубанской впадине и до 1,5 км в Западно-Кубанском краевом прогибе (по геофизическим данным, 2,5–3 км). Во время накопления этого СФК граница между Скифской плитой и складчатой системой Б. Кавказа проходила по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне. В основании ниже-среднеюрского СФК на фундаменте или триасовом промежуточном комплексе залегает песчано-глинистая сероцветная формация с углистыми прослоями и вулканогенными образованиями основного и среднего состава общей мощностью 850 м [Юра Кавказа, 1992]. Образование формации отвечает стратиграфическому интервалу – от синемюра до нижней части нижнего плинсбаха. Стратиграфически выше (плинсбах–низы нижнего тоара) выделяется глинисто-песчаная формация. В Лабино-Малкинской зоне на этом уровне известны и вулканогенные образования, представленные пластовыми телами андезитовых и андезибазальтовых порфиритов и их туфов мощностью от 50 до 130 м (шоанская свита).

Завершает разрез нижнего СФК песчано-глинистая флишоидная формация (тоар–нижний бат), распространенная на большей части указанных выше структур, прилежащих к складчатой системе Кавказа. Кроме того, на северном борту Западно-Кубанского прогиба в скважинах вскрыты порфириты, кварцевые порфиры и их туфы, условно отнесенные к аалену. Мощность формации 700 м.

Средне (келловей)–верхнеюрская часть киммерийского СЯ выделяющаяся в качестве верхнего СПЯ, представлена рядом СФК и отвечающих им формаций, характеризующих трансгрессивно-регрессивную направленность седиментационного процесса. Во время накопления этой части СЯ граница между скифской плитой и складчатой системой Б. Кавказа проходила по Б. Кавказскому надвигу.

В основании формационного ряда с резким угловым несогласием на подстилающих юрских и более древних образованиях залегает известняково-глинистая формация нижнего–среднего келловей, наиболее широко распространенная, мощностью до 600 м. Выше она сменяется известняковой формацией верхнего келловей–нижнего киммериджа мощностью до 860 м. Представлена она органогенно-обломочными, участками доломитизированными известняками с прослоями глин и мергелей (рис. 30, 11). Местами, особенно вдоль Ахтырской шовной зоны и далее к востоку, широко распространены рифовые формации преимущественно оксфорд-киммериджского возраста, за исключением логонакской рифовой серии верхнего келловей–титона. Рифовые комплексы сложены известняками – органогенными биоморфно-детритовыми и органогенно-обломочными, приуроченными, как правило, к зонам локальных антиклинальных поднятий, что определяет их общую линейную ориентированность. Мощность рифовых комплексов, например Побединского, превышает 1 км.

Соленосная сульфатно-терригенная (пестроцветная) формация (киммеридж–средний титон) распространена во всех структурах Скифской плиты, где известны юрские отложения. Сложена она пачками гипсово-ангидритовых пород и каменной соли, переслаивающихся с глинами, алевролитами пестроцветными. Максимальная мощ-

ность формации в Восточно-Кубанской впадине достигает 1,1–1,2 км, а мощность только каменной соли – 500 м (Лабинская площадь).

Завершает разрез средне-верхнеюрского СПЯ терригенно-карбонатная формация, местами пестроцветная, верхнего титона, распространенная на территории большей части Скифской плиты, кроме Западно-Кубанского прогиба и зоны юго-восточного Дагестана. Максимальная мощность до 450 м [Юра, Кавказ, 1992].

Альпийский, мел-плиоценовый СЯ распространен на всей территории Скифской плиты и залегает с разрывом на различных по составу и возрасту образованиях: в южных районах (Восточно-Кубанская впадина, Западно-Кубанский прогиб) на формациях средней–верхней юры, в Каневско-Березанском районе – на формациях триаса, на юго-западе Ставропольского свода – на палеозое, а на Ростовском выступе – на архей-протерозойских образованиях (рис. 33). В составе *альпийского* СЯ выделяются два СПЯ: мел-эоценовый и олигоцен-плиоценовый. Последний представлен двумя СФК: «нижней молассой», отвечающей майкопской серии (олигоцен–ранний миоцен) и верхнемолассовым (средний миоцен–плиоцен). Их образование связано с ранне- и позднеорогенными стадиями развития Кавказского подвижного пояса.

Нижнеальпийский СПЯ представлен следующими СФК: терригенным – ранне-мелового возраста, терригенно-карбонатным – позднемелового и карбонатно-терригенным палеоцен-эоценового возраста. Базальная часть нижнемеловых отложений, залегающих с разрывом на породах юры, промежуточного комплекса и фундамента, представлена разновозрастными и разнофациальными отложениями валанжина, готерива, а чаще апта и альба.

В составе нижнего терригенного СФК, с которым связаны основные залежи газа в Краснодарском крае, выделяются песчано-глинистая и глинисто-песчаная формации, залегающие на подстилающих образованиях в пределах всех структурных элементов, сформировавшихся на предшествующих этапах развития Скифской плиты. При этом необходимо отметить обилие глауконита в среднеапт-альбских песчаниках и алевролитах, связанного с расширением трансгрессии, а также приуроченности к этому интервалу эофузивных образований основного состава, составляющих вулканогенно-осадочную толщу мощностью до 570 м (Армавирский, Каневско-Березанский и другие районы). Мощность формаций терригенного СФК существенно меняется на площади плиты от нескольких десятков метров на сводах поднятий (Ставропольский свод, локальные поднятия Прикумского свода и др.) до 2,5 км в Западно-Кубанском прогибе, где отмечается и наиболее полный разрез терригенного СФК.

Терригенно-карбонатный СФК (верхнемеловой), четко выделяющийся литологически, распространен практически на всей Скифской плите. Стратиграфический объем его существенно меняется на площади за счет выпадения из разреза как верхних, так и нижних ярусов верхнего мела. Мощность СФК 750 м в Западно-Предкавказской до 1500 м в Восточно-Предкавказской зонах.

В строении верхнемеловой части СФК выделяются три основные формации: нижняя – глинисто-мергелистая (сеноман), средняя – известняковая (турон–сантон) и верхняя – глинистая (кампан и маастрихт). Надо отметить, что границы этих формаций стратиграфически скользкие. Так, например, нижняя граница глинисто-мергелистой формации с сеноманского часто переходит на туронский уровень. Из трех

формаций наиболее широко распространена средняя, известняковая, максимальная мощность которой не превышает 100 м и лишь в Западно-Кубанском прогибе – 150 м.

Наибольшую мощность (до 600 м) имеет верхняя, известняковая глинистая формация, несмотря на то что на значительной части территории маастрихтские, а местами и кампанские отложения размыты. В конце мелового периода большая часть Скифской плиты оказалась выше уровня моря и денудации подверглись все ее крупные положительные структуры. Вдоль южной границы Западно-Кубанского прогиба, вдоль Ахтырской шовной зоны терригенно-карбонатный СФК сменяется флишевым, формировавшимся на протяжении всей позднемеловой эпохи, мощностью до 3 км.

После кратковременного предкайнозойского перерыва в течение палеоценовой и раннеэоценовой эпох продолжились погружения большей части территории плиты и накопление карбонатно-терригенного СФК. Широко распространенные на всей территории Скифской плиты палеогеновые отложения вместе с верхнеюрскими и меловыми слагают моноклиналь северного склона Б. Кавказа.

В зависимости от положения в общей структуре плиты изменяются как состав формаций, так и их мощность. Преобладающие терригенные (алевролитоглинисто-песчаные и глинистые) формации в пределах Каневско-Березанского поднятия и Ставропольского свода замещаются известково-мергельными и мергельными в области Прикумского вала и глинисто-мергельными формациями на юге плиты (рис. 30, 11–13). Для палеоцен-эоценовых формаций в целом характерно присутствие пластов и прослоев песчано-алевролитовых пород мощностью от нескольких до 200 м. При общем увеличении мощности СФК с севера на юг она в среднем составляет 750–1000 м, достигая максимальных значений до 2,2 км в Западно-Кубанском прогибе.

В строении нижнеальпийского СПЯ находят отражение многочисленные структуры III и IV порядков – прогибы, поднятия, валы, осложненные локальными брахиантиклинальными и куполовидными складками, устанавливаемыми по материалам бурения и сейсмическим исследованиям. Они проявляются как в меловых, так и палеогеновых отложениях, вплоть до майкопских, в Каневско-Березанском в Прикумском сложном валу и других структурах Скифской плиты.

Завершается нижнеальпийский СПЯ формированием молассового комплекса, представленного отложениями майкопской серии олигоцен-раннемиоценового возраста, распространенной как в приорогенной зоне Кавказской геосинклинали, так и на обширных пространствах Скифской плиты. Наиболее резкое несогласие с подстилающими образованиями отмечается в южной прибортовой зоне Западно-Кубанского прогиба, ставшего с этого времени передовым, тогда как по мере движения к северу это несогласие проявляется слабее, и на большей части Скифской плиты фиксируется лишь небольшой размыв кровли верхнеэоценовых отложений при активном размыве кровли майкопской серии в предчокракское время. Представлена майкопская серия двумя СФК, отвечающими один – приорогенной области, другой – плитной. Для первого характерно преобладание глин большой мощности, накапливавшихся в глубоководном, лишенном моллюсковой фауны, интенсивно погружавшемся бассейне, прилежащем к Кавказской геосинклинали, а в пределах Скифской плиты – песчанистых и глинисто-мергелистых мелководных отложений с обилием

микрофауны, накапливавшихся в лагунно-дельтовых и прибрежно-морских условиях морского шельфа.

Наибольшие мощности майкопской серии приурочены к Западно-Кубанскому прогибу до 1 км, особенно его южному борту вдоль Ахтырского разлома. В Восточно-Кубанской впадине она сокращается до 1,2 км, севернее, в районе Тимашевской площади – до 800 м, а на севере Ставропольского свода – до 150–200 м. С майкопской серией связаны и перспективы нефтегазоносности Скифской плиты.

Верхнеальпийский СПЯ, сложенный верхнемолассовыми (посторогенными) отложениями среднемиоцен-плиоценового возраста, распространен на всей территории Скифской плиты. Отложения его залегают с разрывом на нижней молассе, при этом размыв между майкопом и средним миоценом увеличивается в направлении с юга на север. Так, если на юге в районе Восточно-Кубанской впадины на отложениях майкопа залегает чокрак, то в северных районах выпадают из разреза верхи майкопа, тархан и чокрэк, а караганские отложения залегают на среднемайкопских. Мощность отложений в северной части плиты составляет 200–500 м, увеличиваясь к югу до 1200 м и достигая 2 км в Западно-Кубанском прогибе.

В составе верхнемолассового комплекса выделяются нижний карбонатно-терригенный и верхний терригенный пестроцветный. Нижний СФК представлен морскими известняково- и мергельно-песчано-глинистыми формациями, верхний – лагунно-континентальной песчано-глинистой пестроцветной формацией (рис. 30, 11–13). Границы между морской и лагунно-континентальной формациями стратиграфически скользкие: постепенное сокращение морского бассейна со второй половины сармата завершилось его полным уходом с территории плиты в середине позднего плиоцена. При этом стратиграфический объем пестроцветной формации увеличивался с запада на восток и с юга на север за счет карбонатно-терригенной формации. Завершается покровный комплекс лессовидными суглинками и супесями плейстоцена и голоцена.

Донско-Мангышлакская складчатая система (ДМСС)

Донско-Мангышлакская складчатая система (ДМСС) и особенности ее строения определяются положением в зоне глубокого палеорифта, начало формирования которого относится к девону.

В рельефе палеозойского складчатого основания Донбасс и вал Карпинского представляют собой огромное горсто-сводовое поднятие асимметричного строения, при более крутом южном крыле и общим наклоне поверхности с северо-запада, от выхода складчатого основания (Донецкий кряж) на поверхность, на юго-восток до глубины 5–6 км.

Северо-восточной границей открытого Донбасса с ВЕП (Воронежской антеклизой) является зона разломов, ограничивающая Преддонецкий прогиб. Являясь зоной сочленения, этот прогиб, ограниченный с юга Северо-Донецким надвигом, прослеживается на расстояние более 200 км.

Его юго-восточным продолжением является вал Карпинского, граница погребенного основания которого с Прикаспийской впадиной проходит по зоне разло-

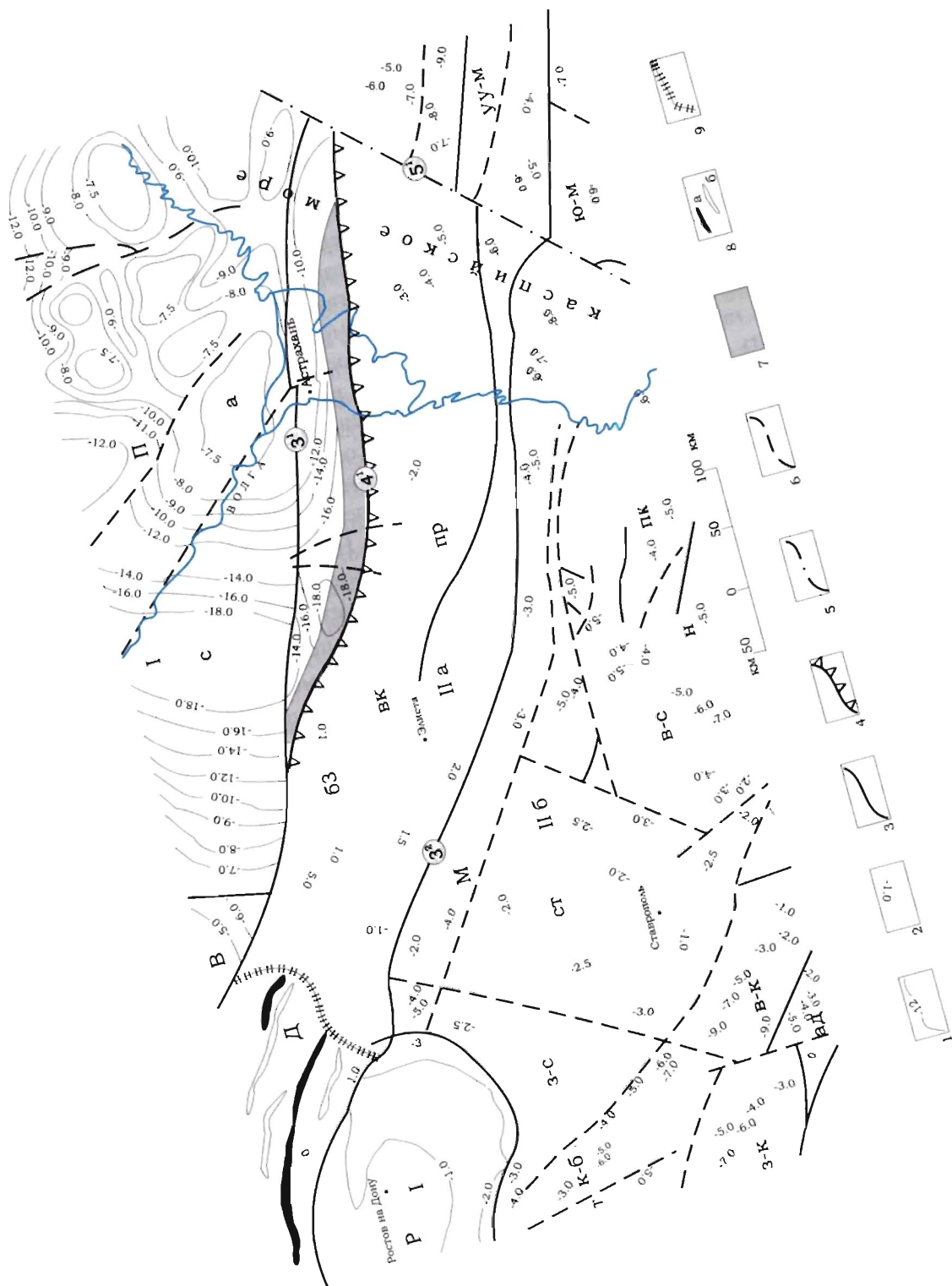


Рис. 33. Структурная схема поверхности фундамента зоны сочленения ВЕП и Скифо-Туранской платформы (сост. по материалам Гостеокарты 1000 листов (38), (39) Н. П. Саркисова и др., 1996 и (37), (38) А. А. Белов, В. А. Ермаков, 2000 с некоторыми изменениями В. П. Кирикова) 1 – 2 изогипсы поверхности фундамента: 1 – дорифейского, 2 – палеозойского; 3 – 5 – глубинные разломы и их зоны (цифры в кружках); 3 – сбросы (31 – Каракульско-Смушковский, 32 – Манычский), 4 – взбросо-сдвиги (41 – Астраханский), 5 – сдвиги (51 – Аграхано-Эмбинский), 6 – тектонические нарушения неустановленной морфологии; 7 – палеозойский фундамент в автохтоне; 8 – линейные складки Донбасса (а – антиклинали и б – синклинали); 9 – условная граница между Донбассом и валам Карпинского.

1 – ВЕП; 2 – Прикаспийская впадина (а – Астраханский свод, с – Сарпинский прогиб), в – Воронежская антеклиза; Р – Ростовский выступ, П – Скифо-Туранская платформа; Па – Донецко-Мангышлакский линеймент (Д – Донбасс, ВК – вал Карпинского, бз – Бузгинское поднятие, пр – Промысловское поднятие); Мангышлакская часть линеймента (У – м – Устьорто-Мангышлакская система дислокаций; ю – м – Южно-Мангышлакская система грабенов; Пб – Скифская плита; м – Манычский прогиб, ст – Ставропольский свод, з – с – Западно-Ставропольская впадина, к – б – Каневско-Березанское поднятие, в – к – Восточно-Кубанская впадина, ал – Адыгейский выступ, т – Тимашевская ступень, з – к – Западно-Кубанский краевой прогиб, в – с – Восточно-Ставропольская впадина, пл – Прикумская система поднятий, н – Ногайская ступень)

мов Каракульского грабена, из которых южный Астраханский трассируется наиболее уверенно (рис. 33). В палеозойской структуре он имеет характер взброса с приподнятым южным крылом, а в дорифейском фундаменте – сброса с приподнятым северным крылом [Объясн., зап. ..., 1996].

С юга открытая часть Донецкого кряжа ограничивается дорифейскими породами фундамента Украинского щита (Ростовским выступом) по южному разлому, а далее к юго-востоку Персиановским разломом, переходящим в Манычский. Последний контролирует с севера зону Манычских прогибов, по которым Скифская плита сочленяется с валом Карпинского (рис. 33).

Новейшими сейсмическими исследованиями выявлены различия в строении западной (Донецкой) и восточной (вал Карпинского) частей структуры. Вместе с тем, тип и особенности строения земной коры в обеих этих структурах являются характерными для континентальных рифтов. В Донбассе подошва складчатого палеозойского фундамента фиксируется на глубинах 15–18 км, в пределах вала Карпинского (ВК) – 20–22 км.

Западная, открытая и погребенная части Донбасса, слагающие фундамент вала Карпинского, представлены двумя СЯ: нижним (средний девон – нижнее визе) и верхним (верхнее визе – нижняя пермь).

Нижний (среднепалеозойский) СЯ, залегающий по данным сейсмических профилей на глубине 10–15 км, представлен терригенными и вулканогенными (щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидной) формациями, претерпевшими складчатость, катагенез. По геологическим данным, он установлен на южном борту Донецкой зоны, где представлен следующим рядом формаций (снизу вверх): вулканогенной и вулканогенно-осадочной (известняки с прослоями песчаников и базальтов) мощностью до 200 м ($D_2e-D_3f_1$); терригенной красноцветной, континентальной мощностью 250 м (D_3f_1); вулканогенно-терригенной сероцветной, континентальной мощностью до 400 м (D_3fm). Вулканогенные образования представлены покровами щелочно-базальтоидной, трахибазаль-

товой и толеит-базальтовой формаций общей мощностью до 500 м, а интрузивные – щелочно-ультраосновными и габброидными породами.

Верхний (верхнепалеозойский) СЯ сложен паралической угленосной формацией, смятой в узкие, выдержанные, с главной антиклиналью посередине, линейные складки, выходящие на дочетвертичную поверхность на обширной территории (открытый Донбасс). Мощность угленосной формации здесь превышает 6 км при общей мощности карбона до 15 км и глубине залегания кристаллического фундамента до 20 км. Нижележащая часть разреза, по данным сейсмических профилей, представлена предположительно верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Не исключено присутствие и девонских отложений.

Погружающиеся под осадочный чехол верхнепалеозойские образования Донбасса («вал Карпинского») характеризуются изменениями строения и состава. Эти изменения заключаются в смене линейных складок Донбасса валообразными поднятиями (Сальский вал), с зоной которых совпадает Западно-Сальский разлом, по которому проводится граница Донбасса и вала Карпинского. С этой зоной связано и замещение паралической угленосной формации морской сероцветной терригенной флишоидной формацией, характеризующейся начальным метаморфизмом, отсутствием промышленной угленосности и сокращением количества пластов известняка. При этом границы формации стратиграфически скользящие. В более глубоких частях структуры рифта, по геофизическим данным, предполагается присутствие терригенно-карбонатных образований девона–нижнего карбона, по мнению Н. П. Саркисовой и др., аналогичных Донецкому рифту и Прикаспийской впадине, а ниже них – терригенных образований позднего протерозоя [Ермаков, 2000].

Завершает разрез *верхневизейско-нижнепермского* СЯ песчано-глинистая формация терригенного молассоидного СФК ассельско-сакмарского возраста мощностью до 2,5 км, слагающая аллохтон вала Карпинского, надвинутый на верхний палеозой Прикаспийской впадины, видимо, в конце триаса–начале юры [Объясн. зап. ..., 1998]. Накопление этой формации происходило в предгорном прогибе, образовавшемся в конце позднего карбона к северу от складчатого сооружения.

Рельеф поверхности фундамента вала Карпинского сложный и на общем фоне ступенчатого погружения его с северо-запада на юго-восток характеризуется наличием структур II–III порядков: моноклиналей, прогибов, синклиналей, осложненных валами, куполовидными поднятиями. Выделяются три ступени с глубиной залегания фундамента: 0–500–800 м – западная, 1000–1500 м – центральная и 4–5 км – восточная. Сопряжение их проходит по поперечным разломам, сопровождающимся субмеридиональными уступами амплитудой до 200 м. Блоками I порядка являются Бузгинский, Ремонтненский, Промысловский (рис. 33). Большинство же структур II–III порядков связано с осадочным чехлом, к числу которых относятся поднятия Элистинское, Белоглинское, Полдневское, Промыслово-Цубукское и др., разделенные рядом депрессий. Амплитуды крупнейших поднятий достигают местами 400–500 м.

В грабенах и небольших впадинах как вала Карпинского, так и Скифской плиты местами установлены отложения промежуточного комплекса преимущественно триасового возраста. В нижней части это известняки и доломиты с фауной, сменяющие-

ся выше терригенной, а затем терригенно-карбонатной формациями. В южной части вала Карпинского отмечаются базальтоиды субщелочного состава [Тихомиров, Назаревич, 2001].

В основании осадочного чехла вала Карпинского залегает *верхнетриас-юрский* СЯ (нерасчлененный), распространенный лишь в его юго-западной части, прилежащей к Манычскому прогибу, где имеет сокращенный разрез и залегает субгоризонтально с глубоким размывом на породах фундамента. Выделяющийся в объеме норрийского яруса верхнего триаса и средней юры, он представлен двумя СФК: нижним – терригенным сероцветным в составе трех формаций и верхним (келловейским) – карбонатно-терригенным (рис. 30, 14). Суммарная мощность их не превышает 1000 м и значительно увеличивается (до 3000 м) в прилежащем с юга Манычском прогибе, видимо, игравшем роль передового.

После длительного перерыва, соответствующего большей части раннемеловой эпохи, на всей территории Скифской плиты и юго-востоке вала Карпинского началось формирование мощного единого плитного комплекса (*альпийского* СЯ), в основании которого (нижний СПЯ) выделяется терригенный сероцветный СФК, представленный глауконитово-песчаной формацией с базальными конгломератами апт-альбского возраста мощностью до 600 м. Выше он сменяется терригенно-карбонатным СФК, распространенным уже на всей территории вала Карпинского и представленным несколькими морскими формациями сеноман-маастрихтского возраста суммарной мощностью около 350 м (рис. 30, 14).

Выше залегает терригенный сероцветный СФК палеоцен-эоценового возраста мощностью до 1 км, а также олигоцен-нижнемиоценовый, представленный формацией майкопской серии мощностью также до 1 км. При покровном залегании этих формаций и общем увеличении мощности к югу, в сторону Скифской плиты, отмечается их дифференциация по мощности и стратиграфическому объему в зависимости от положения в структуре – на поднятиях (Промысловское, Ремонтненское), а также на сводах и валах II порядка они сокращены.

Среднемиоцен-плиоценовый покровный комплекс (верхний СПЯ), залегающий с резким несогласием на подстилающих образованиях, представлен преимущественно карбонатно-терригенным СФК – формациями главным образом континентального генезиса, мощность которых не превышает 300–350 м. Особенности его строения достаточно полно отражают эрозионно-структурные погребенные формы доверхнемиоценовых молассовых образований и, в частности, характер изменения их мощности. По сравнению со Скифской плитой мощность формаций чехла в пределах вала Карпинского сокращена (рис. 34). От Скифской плиты к валу Карпинского изменяется и формационный (фациальный) состав – морские фации сменяются прибрежно-континентальными и лагунно-континентальными.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Складчатые системы Большого Кавказа (БК) являются составной частью Кавказского сегмента Средиземноморского подвижного пояса. Рассматриваемый регион расположен между Скифской плитой и Закавказским срединным массивом. Од-

нако на современные границы Б. Кавказа существуют различные точки зрения. Складчатая система Б. Кавказа в юрское время с севера ограничена Пшекиш-Тырныаузской (на востоке проводится условно в зоне Сунженских хребтов), а с юга – Кахетинско-Лечхумской шовными зонами [Юра Кавказа, 1992]. Ороген Б. Кавказа ограничен с севера Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским передовыми прогибами. Южные части Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов оказались вовлеченными с разной степенью интенсивности в альпийский этап тектогенеза вместе со структурами складчатой системы БК. Представление о выделении в рамках рассматриваемой структуры эпиплатформенной орогенической области и эпигеосинклинальной области и о проведении ее северной границы условно «по линии выхода подошвы майкопской серии» [Маймин, 1986] являются некоторым компромиссом между различными точками зрения на строение БК. Наличие нескольких точек зрения на местоположение северной границы БК связано с вовлеченностью южного края Скифской плиты в совместные их движения в период формирования его как горного сооружения в неоген-четвертичное время и приращением плиты за счет северных частей складчатой системы БК. Поэтому наблюдается некоторая близость геологического развития южного края Скифской плиты и БК. Анализ фаций отложений БК позволяет установить, что граница по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне между структурами плиты и складчатой системой БК совпадает с границей отложений платформенного и геосинклинального характера соответственно только в ранней и средней юре. Для более молодых отложений фациальная граница проходит южнее и значительно южнее в центре и на востоке БК (примерно совпадая с Главным надвигом БК). Современная северная граница БК проводится нами условно по подошве неогена, что совпадает с границами Большекавказской минерагенической провинции. В связи с тем что после средней юры отложения северного склона восточной части БК и Скифской плиты отвечают субплатформенному типу развития, то во избежание повторения более молодые отложения платформенного типа северной части описываемого региона рассматриваются в главе, которая посвящена Скифской плите, в соответствии с палеотектонической границей между этими типами структур.

В девятом томе «Геологии СССР» Северный Кавказ. Ч. 1» [Геология СССР, 1968] складчатая система БК рассматривается как мегантиклинорий, состоящий из трех частей: западной, центральной и восточной, что полностью подтверждается геофизическими материалами. Согласно схеме тектонического районирования, которая была представлена в этом томе, в границах России между Скифской плитой и Закавказским срединным массивом находится большая часть мегантиклинория Б. Кавказа. Кроме того, на территории России расположен небольшой участок Закавказского срединного массива. Необходимо отметить, что в последующих схемах тектонического районирования мегантиклинория БК в основном выделяются те же либо чуть более укрупненные тектонические подразделения [Ажгирей и др., 1976; Геология СССР, 1968; Милановский, 1991; Хаин, 1984]. В настоящее время все большее значение в понимании общей структуры складчатой системы Б. Кавказа придется покровным структурам [Баранов, Греков, 1982].

На данной территории устанавливаются байкальская, герцинская и альпийская эпохи тектонического развития, которым соответствуют одноименные структурно-

вещественные мегакомплексы. Байкальский структурно-вещественный мегакомплекс охватывает отложения позднего докембрия. Герцинский структурно-вещественный мегакомплекс представлен отложениями от девона до триаса, а альпийский структурно-вещественный мегакомплекс – от юры до антропогена [Маймин, Лунев, 1986]. Байкальский структурно-вещественный мегакомплекс рассмотрен ранее и обнажается в центральной части Б. Кавказа. Этот мегакомплекс несет следы последующей тектоно-магматической переработки. Предполагается, что отложения докембрия накапливались в условиях геосинклинального режима.

Вендско-триасовый структурно-вещественный мегакомплекс Большого Кавказа и Скифской плиты

В пределах российской части Кавказа и Предкавказья выделяются венд-нижнедевонские, нижнедевонские–нижнекаменноугольные нижневизейские), каменноугольные (верхневизейские–гжельские), нижнепермские и верхнепермские–верхнетриасовые складчатые комплексы, различающиеся набором осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций и обнажающиеся в узких тектонических зонах северо-западного (кавказского) простирания, за исключением последнего, отвечающего индосинийскому этапу развития территории. Выделяющиеся тектонические зоны различаются набором стратифицированных и плутонических структурно-вещественных комплексов (СВК), корреляция которых показана в табл. 5. Наиболее стратиграфически полными и мощными разрезами обладает зона Передового хребта. Границы тектонических зон, за исключением зон имеющих разломов, не всегда отчетливы, особенно в северной части, где они проводятся по данным бурения и изменениям свойств физических полей.

Вендские – раннедевонские комплексы

Маломощные терригенные и карбонатные образования венда–раннего девона (доэмские), известные в некоторых зонах, занимают незначительные площади и формировались, вероятно, в стабильных условиях, близких к платформенным. Некоторые исследователи считают вендские–среднекембрийские пестроцветные терригенные отложения и немногочисленные предположительно кембрийские гранитоиды орогенными, завершающими рифейский (байкальский) этап развития. Стратифицированные СВК имеют небольшие мощности и плохо охарактеризованы палеонтологически. Также весьма условно выделяются и плутонические комплексы.

В зоне *Главного хребта* выделен кембрийский–силурийский амфиболит-гнейсовый СВК. Ему соответствует мамхурцевская свита (более 750 м), сложенная амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и кварц-слюдяными сланцами с единичными прослоями мраморов. Породы метаморфизованы регионально в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Нижний контакт комплекса тектонический. Перекрывает комплекс без видимого несогласия девонским(?) мраморно-амфиболит-гнейсовым СВК, вместе с которым дислоцирован. Возраст гнейсов и амфиболитов U-Pb методом определен в 534 ± 9 (рубеж V и C) и 528 ± 28 (ленский век) млн лет [Лаврищев

и др., 2002]. С учетом этих цифр и по положению в разрезе породы условно рассматриваются как кембрийские—силурийские.

Интрузивные образования в зоне представлены гнейсо-гранитоидным комплексом, к которому отнесены ортогнейсы гранитного и гранодиоритового состава и огнейсованные плагиограниты, слагающие небольшие тела среди протерозойских образований. Возраст цирконов (Pb-Pb метод) из очковых ортогнейсов ледника Алибек 540 ± 40 млн лет (рубеж V и C) [Ханнель и др., 1993], на этом основании условно принимается раннекембрийский возраст комплекса, хотя U-Pb датирование гнейсогранитов долины р. Баксан показало 400 млн лет [Бибикова и др., 1991].

В зоне *Передового хребта* известен силурийский карбонатно-терригенный СВК (до 1500 м), сводный разрез которого составлен из образований, обнажающихся изолированно друг от друга. Самой древней считается тебердинская свита (более 1000 м) — филлиты, метапесчаники, метаалевролиты и туффиты с линзами мраморизованных известняков, содержащих членики криноидей среднего ордовика—силура (данные И. И. Грекова). Контакты свиты тектонические. Вероятно, стратиграфически выше располагается кенделлярская свита (около 300 м), представленная филлитами, содержащими редкие прослои песчаников, апотуффитовых сланцев, базальтов, порфиритов, линзы мраморизованных известняков и черных графитисто-кремнистых сланцев. Подошва свиты не известна, перекрыта она с угловым несогласием верхним палеозоем. В ней найдены деформированные скелеты средне-позднепалеозойских радиоларий (данные Л. Д. Чегодаева). К самым молодым относятся филлиты и глинистые сланцы с остатками граптолитов начала лудлова (ачхминарская толща, до 190 м). Контакты ее тектонические. По органическим остаткам этот СВК является силурийским (низы его могут быть ордовикскими) и слагает карбонатно-терригенную формацию с примесью вулканогенного материала.

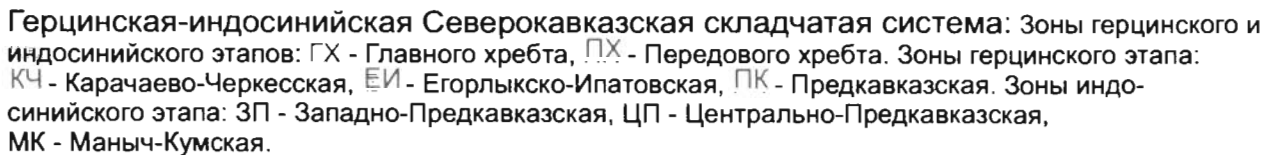
В *Карачаево-Черкесской зоне* за вендский—раннедевонский этап сформировались два СВК: вендский—среднекембрийский и раннесилурийский—раннедевонский. Первый, пестроцветный терригенный (до 1500 м), сложен урлешской свитой красноватых и зеленоватых аркозовых песчаников с прослоями красноватых алевролитов. С угловым несогласием и базальными конгломератами она залегает на рифейских [Снежко, 2005] вулканогенно-сланцевых образованиях. Вендский возраст свиты принят условно по Ю. Я. Потапенко [1982], а среднекембрийский устанавливается достаточно надежно по остаткам трилобитов верхов майского яруса [Геология СССР. Т. IX. 1968]. Породы урлешской свиты принадлежат к пестроцветной терригенной молассоидной формации.

Раннесилурийский—раннедевонский карбонатно-терригенный СВК начинается улулахранская свита (около 240 м) алеврито-глинистых сланцев с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов и с линзами известняков, трансгрессивно залегающих на урлешской свите. Они согласно сменяются манглайской свитой (90–110 м) известняков, реже доломитов, с прослоями и линзами песчаников, алеврито-глинистых, иногда кремнистых сланцев. Манглайская свита с размывом перекрыта средне-позднедевонским СВК. По найденным органическим остаткам улулахранская свита лландоверийская—среднелудловская; манглайская—лудловская—эмсская

Составили Н. Г. Власов и В. А. Снежко по материалам Государственной геологической карты М 1:1 000 000 листов К-(37), (38) - Тбилиси (1986); Л-(37), (38) - Ростов-на-Дону (2000); Л-(38), (39) - Астрахань (1993); Легенды Скифской серии третьего поколения Государственной карты М 1:1 000 000 (2003) и другим опубликованным работам

Тектоническая схема

Возраст, млн лет Шкала МСК России фанерозой (2000) докембрий (2001)	Зона Главного хребта		Зона Передового хребта		Западно - Предкавказская зона		Центрально - Предкавказская зона		Манч - Кумская зона		Тектоническое развитие	
	ССВК	ИК	ССВК	ИК	ССВК		ССВК		ССВК	ИК	Стадии	Этапы
199.6 200												
203.6 215		Позднеэриасовый? гранитоидный	Т ₁ -т ₁ Верхний подкомплекс карбонатный 500м Т ₁ -п. Средний подкомплекс терригенный 270-500 м Р ₁ -Т ₁ Нижний подкомплекс терригенно-карбонатный 450-1000м	Позднеэриасовый? гранитоидный	Т ₁ -п. Верхний подкомплекс карбонатно-терригенный 850м Средний подкомплекс вулканогенно-терригенный 1300м Р ₁ -Т ₁ Нижний подкомплекс карбонатно-терригенный 1600-2000м				Т ₁ -т ₁ Верхний подкомплекс карбонатно-терригенно-вулканогенный 3800-4400м Т ₁ -п. Средний подкомплекс терригенно-вулканогенный 2000м Т ₁ -п. Нижний подкомплекс карбонатно-терригенный 1700-3600м	Позднеэриасовый? субвулканический диабазовый		Позднеэриасовый - позднеэриасовый (индосинийский)
215 216.5 218.5 220 223.7 224.5 225.8 226.4 226.8 227.0 227.5 228.4 229.0 229.6 230.5 305	Средне-позднеэриасовый терригенно-карбонатный 500-750 м Раннеэриасовый красноцветный карбонатно-терригенный (молассовый) 90-350 м Средне-поздне-каменноугольный карбонатно-вулканогенно-терригенный 850-1500 м		Раннеэриасовый красноцветный вулканогенно-терригенный (молассовый) до 6000м Позднеэриасовый-позднеэриасовый вулканогенно-угленосно-терригенный до 2700м	Раннеэриасовый гранит-порфировый Средне-позднекаменноугольный? дайки гранит-порфировые	Карачаево - Черкесская зона ССВК ИК Средне-позднекаменноугольный вулканогенно-терригенный 850м Средне-поздне-каменноугольные гранитоидные	Егорлыкско - Ипатовская зона ССВК ИК Ранне-средне-каменноугольный терригенный 270-4000м С.1-в. Верхний подкомплекс карбонатный 320-410м D ₁ ? Нижний подкомплекс терригенный 300м	Предкавказская зона ССВК ИК Ранне-средне-каменноугольный терригенный 700-1540м				Поздняя Р ₁ Раннедевонский Средняя С.в, С.г Ранняя D ₁ -C ₁	Позднеэриасовый - позднеэриасовый (редкоиндосинийский)
305 311.7 318.1 326.4 335 345.3 359.2 365 374.5 385.3 391.9 397.5 407.0 417.2 418.0 425 428.2 443.7 455 460.9 471.8 485 488.3 500 501.0 513.0 530 535.0 545 600	Девонский? мраморно-амфиболит-пнейсовый 3000 м Кембрийский? - силурийский? амфиболит - пнейсовый > 750 м	Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Девонский? - пнейсовый 3000 м Кембрийский? - силурийский? амфиболит - пнейсовый > 750 м	Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Силурийский карбонатно-терригенный 1500м	Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Среднеэриасовый? - раннеэриасовый? гранитоидные Силурийский карбонатно-терригенный 1500м	Средне-позднедевонский терригенный 320м Раннесилурийский-раннедевонский карбонатно-терригенный 350м Вендский? - средне-кембрийский пестроцветный терригенный 1500м	Средне-позднедевонский терригенный 320м Раннесилурийский-раннедевонский карбонатно-терригенный 350м Вендский? - средне-кембрийский пестроцветный терригенный 1500м	Средне-позднедевонский терригенный 320м Раннесилурийский-раннедевонский карбонатно-терригенный 350м Вендский? - средне-кембрийский пестроцветный терригенный 1500м				Поздняя S ₁ -D ₁ Средняя E ₁ -O ₁ Ранняя V ₁ -C ₁	Вендский? - раннедевонский (каледонский)



Сопредельные структуры: ЮС - герцинская-альпийская складчатая система южного склона Кавказского хребта; ВК - зона вала Карпинского; Восточно-Европейская платформа: РВ - Ростовский выступ, ДН - Донбасс.

Границы: 1 - платформы, 2 - складчатых систем (а - прослеженные, б - предполагаемые), 3 - тектонических зон (а - прослеженные, б - предполагаемые). 4 - территории Предкавказья с позднепермскими-позднетриасовыми образованиями и их границы (а - прослеженные, б - предполагаемые).

1-5 - структурно-вещественных комплексов: 1 - согласные и интрузивные, 2 - параллельные несогласия (размыты), 3- угловые несогласия, 4 - тектонические, 5 - не ясные

6-8 - подразделений стратиграфической шкалы: 6 - периодов (систем), 7 - эпох (отделов), 8 - веков (ярусов)

9-10 - этапов (9) и стадий (10)

11 - материалы по данным бурения

1. ССВК - стратифицированные структурно-вещественные комплексы, ИК - интрузивные комплексы. 2. Возрастные рубежи в млн лет даны по Международной стратиграфической шкале 2004 г. 3. Деление в России пермской системы на три отдела принято МСК (Постановления МСК России и его постоянных комиссий, вып. 36, 2006 г., с. 144). 4. Названия ярусов средней и верхней перми приэкваториальной области (там же, с. 14, 24): P_{1r} - роудский, P_{2v} - вордский, P_{3kr} - кептенский, P_{4uc} - учапинский, P_{5c} - чансинский.

[Чегодаев, 1988]. Породы СВК принадлежат к терригенной фтанито-аргиллитовой и карбонатно-терригенной формациям. Венд-раннедевонские отложения смяты в синклинальную складку, ядро и северное крыло которой перекрыто мезозойскими отложениями.

В пределах зоны выделены индышский и акбаевский интрузивные комплексы [Снежко, Потапенко, 2000]. Первый представлен огнейсованными порфировидными и аплитовидными гранитами, второй – лейкократовыми гранитами, которые формируют мелкие субсогласные тела в рифейских образованиях. Возраст циркона гранитоидов акбаевского комплекса U-Pb методом определен в $524,2 \pm 9,9$ (С₁) млн лет [Семкин и др., 1997]. В этой зоне перерыва в осадконакоплении, с которым могло быть связано внедрение гранитов, в раннем кембрии, по-видимому, не было, поэтому возраст характеризуемых комплексов является скорее всего позднекембрийским.

Раннедевонские – раннекаменноугольные комплексы

В зоне *Главного хребта* они представлены девонским мраморно-амфиболит-гнейсовым СВК мощностью до 3000 м. В Лабинском районе он начинается дамхурцевской свитой (около 1000 м) амфиболовых гнейсов и кварц-сланцевых сланцев с прослоями метабазальтов, метаконгломератов, кварцитов и мраморов. Залегая без видимого несогласия на кембрийско-силурийском СВК, он согласно перекрывается лаштракской свитой (до 700 м) кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых с графитом сланцев. Выше согласно залегает аджарская свита (до 1200 м) кварцитов, эпидот-кварцевых и кварц-альбитовых сланцев и амфиболитов с прослоями метапорфиroidов и мраморов*. Л. Д. Чегодаевым в дамхурцевской свите найдены остатки синезеленых водорослей, напоминающие таковые из верхнего силура – франа Урала, а в аджарской свите обнаружены остатки члеников криноидей, свойственных образованиям не древнее раннего ордовика [Потапенко, Стукалина, 1971]. При этом если породы дамхурцевской свиты коррелируются [Греков и др., 1968] с вулканогенными породами нижнего и среднего подкомплексов раннедевонско-раннекарбонового СВК зоны Передового хребта, то тогда лаштракская и аджарская свиты могут сопоставляться с верхним подкомплексом или с его частью. Все это позволяет предположить девонский возраст вышеперечисленных свит, слагающих антиклинальные и синклинальные складки шириной до 5 км с падением крыльев 30–50°. В Шахе-Белореченском районе к рассматриваемому СВК относятся метапесчаники, амфиболовые, слюдяные сланцы и филлиты (более 700 м). Нижний контакт их тектонический, перекрываются они несогласно породами верхнего палеозоя и смяты в складки с углами падения крыльев 40–60°. Породы комплекса первоначально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а впоследствии подверглись регрессивному метаморфизму.

Из интрузивных образований, развитых в зоне Главного хребта, самым древним является туялинский, предположительно девонский диорит-габбровый комплекс, в котором преобладают габбро, слагающие центральные части массивов, реже встре-

* А. Л. Лунев и др. полагают, что лаштракская и аджарская свиты образуют Лаштракский тектонический покров [Геологическая карта СССР, 1986].

чаются габбро-диориты и диориты, обнажающиеся по периферии массивов или формирующие небольшие тела. Еще менее развиты как более ранние перидотиты и пироксениты, так и поздние кислые разности. Комплекс слагает вытянутые (до 1,5 км) тела мощностью 5–50 м. Комплекс прорывает протерозойские образования и в свою очередь прорван белореченскими гранитоидами. По положению в вертикальном ряду plutonических комплексов и по составу пород туялинский комплекс близок к архызскому комплексу зоны Передового хребта, что и послужило основанием для определения его возраста. Полученные цифры (U-Pb метод) 368 ± 19 (D₁) и $323 \pm 0,8$ (конец C₁) млн лет [Письменный и др., 2002] отражают воздействие более поздних событий.

Лашипсинский позднедевонский(?) гнейсо-диоритовый комплекс сложен гнейсо-диоритами и кварцевыми гнейсо-диоритами нормального ряда, слагающими небольшие массивы в девонском СВК с субогласными контактами. Ксенолиты пород комплекса встречаются в белореченских гранитоидах. По положению в вертикальном ряду интрузивных комплексов и составу пород он может быть сопоставлен с позднедевонским(?) чиликским комплексом зоны Передового хребта.

Белореченский раннекаменноугольный плагиогранит-гранодиоритовый комплекс образован гранодиоритами, плагиогранитами и плагиолейкогранитами, которым свойственно отсутствие микроклина или наличие его в переменных количествах и почти повсеместное огнейсование. Жильные образования практически отсутствуют. Гранитоиды слагают вытянутые (до 30–40 км) уплощенные (2–4 км) массивы, часто с мощными зонами постепенного перехода от гранитоидов к вмещающим протерозойским немигматизированным сланцам и гнейсам [Потапенко и др., 1999]. Гальки пород белореченского облика появляются в среднекаменноугольных конгломератах (Михеев и др., 1975). Время внедрения белореченского комплекса скорее всего раннекаменноугольное, что подтверждается [Письменный и др., 2002] данными U-Pb метода ($357 \pm 4,6$ млн лет, турне).

В зоне *Передового хребта*, в его северной и южной частях, значительные площади занимает (Чегодаев и др., 2000) раннедевонский–раннекаменноугольный карбонатно-терригенно-вулканогенный СВК (6000–6800 м). Он состоит из трех подкомплексов. Нижний подкомплекс представляет собой кремнисто-вулканогенную формацию (до 4000 м), сложенную зеленокаменными породами. Нижняя часть его представлена чередующимися базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, с линзами их туфов и лавобрекчий и кремнистых сланцев. На части площади зоны эти породы слагают даутскую свиту с конодонтами основания эмса в середине разреза, на другой – кызылкольскую свиту с раннейфельскими конодонтами в верхах разреза. Низы свит палеонтологически не охарактеризованы, по магнитостратиграфическим данным оцениваются как эмские и, возможно, лохковские–пражские. Вулканиды кызылкольской свиты соответствуют щелочным толеитам. К описываемым породам приурочены медноколчеданные месторождения Урупское, Худесское и др. Верхняя часть подкомплекса (200–1000 м) внизу представлена туфами среднего и кислого состава, туффитами, песчаниками и алевролитами, с прослоями и линзами яшм, кремнистых сланцев, иногда рифовых известняков, а вверху субщелочными базальтоидами, их туфами и кремнистыми сланцами. Все эти породы выделяют или

в пцицерскую свиту с раннеэйфельскими и позднеживетскими конодонтами, согласно сменяющую даутскую, или в эльмезтютбинскую, с конодонтами верхов эйфеля, согласно перекрывающую кызылкольскую. Возраст подкомплекса принят эмским–позднеживетским (местами раннеживетским).

Средний подкомплекс представлен терригенной формацией (1400 м) и сложен глинистыми сланцами, песчаниками, гравелитами, конгломератами (с обломками вулканитов, плагиогранитов и крупными глыбами известняков) с прослоями кремнистых сланцев и линзами известняков. На большей части зоны Передового хребта эти породы выделяют в семиродниковскую свиту, согласно залегающую на пцицерской и относимую по положению в разрезе к франскому ярусу. На северо-востоке зоны распространена терригенная картджуртская свита, согласно сменяющая эльмезтютбинскую и содержащая позднеживетские–раннефранские брахиоподы, отпечатки позднеживетской флоры, а в верхах разреза – конодонты от ранне- до позднефранских. Возраст подкомплекса позднеживетско-франский.

Верхний подкомплекс (600–1400 м) представлен карбонатно-терригенной формацией фамен–турнейского возраста. В южной части зоны Передового хребта формация сложена глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (гаралыкайская, чимуллярская и колсуйская свиты, до 970 м). На хр. Абишира-Ахуба в основании формации залегают известняки джентинской свиты (350 м), а выше филлитовидные сланцы с прослоями известняков озеракяфарской толщи (160–250 м). В обоих случаях породы верхнего подкомплекса лежат на среднем с перерывом, отвечающим началу фамена, и с угловым несогласием (местами с видимым согласием) перекрываются каменноугольным СВК. Западнее р. Маруха в северной части зоны верхний подкомплекс представляют пестроокрашенные кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов, конгломератов и мощной пачкой известняков в середине разреза (дженайтская, ужумская, волчинская и богословская свиты, до 1400 м), согласно залегающие на среднем подкомплексе. Перекрываются они с разрывом каменноугольным СВК. На северо-востоке зоны картджуртская свита вверх по разрезу согласно сменяется балконарзанной (песчаники, песчанистые известняки, 100–120 м). Фаменский–турнейский возраст верхнего подкомплекса установлен по многочисленным палеонтологическим остаткам (Л. Я. Чегодаев и др.)

Описанный карбонатно-терригенно-вулканогенный СВК слагает, по И. И. Грекову, Кизилкольский тектонический покров. Кроме него, выделяются Тоханский и Марухский покровы.

В составе Тоханского покрова, разобщенные части которого обнажаются на северо-западе и юго-востоке зоны Передового хребта, выделяются полянская, артыкчатская (или бахмуткинская) и андрюкская свиты (до 2000 м), сложенные филлитовидными, часто известковистыми сланцами с линзами известняков и прослоями граувакковых песчаников, гравелитов, конгломератов, кремнистых сланцев и с единичными прослоями андезитов. Нижние контакты сланцев тектонические, перекрываются они с разрывом верхним палеозоем или юрой. В бахмуткинской свите найдены кораллы раннего эйфеля-живета [Геология СССР, Т. IX. 1968], в артык-

чатской и андрюкской — позднеэйфельские, позднеживетские и раннефранские конodontы и остатки среднедевонской флоры.

В Марухском тектоническом покрове, существование и стратиграфия образований которого остаются спорными, установлено присутствие вулканогенных и осадочных пород девона и предполагается наличие более древних вулканитов [Хаин, 1984].

Представления о покровном строении зоны Передового хребта поддерживаются также в ряде других работ [Геология Большого Кавказа, 1976; Белов, 1981; Хаин, 1984 и др.].

Магматические образования раннедевонского—раннекаменноугольного возраста, развитые в зоне Передового хребта, делятся на одиннадцать комплексов, часто не имеющих контактов друг с другом и четких возрастных соотношений.

Беденский раннедевонский гарцбургитовый комплекс является самым древним и представлен преимущественно серпентинизированными гарцбургитами, слагающими массивы (Беденский и др.) площадью до 2×12 км среди протерозойских(?) и палеозойских образований. По химизму соответствуют ультрабазитам континентов и резко отличаются от таковых срединно-океанических хребтов [Снежко, 1985]. Нижний возрастной предел беденского комплекса определяется магматическими контактами с породами силура в Карачаево-Черкесской зоне, верхний — наличием в филлитах эйфеля—франа обломочных зерен хромшпинелидов и высокого содержания в этих филлитах окиси магния, что является следствием размыва гарцбургитов [Снежко, 1985]. С серпентинитами Маркопиджского массива связано месторождение апатитов, в серпентинитах Беденского массива встречены жилы хромитов.

Кызылкольский ранне-среднедевонский вулканоплутонический базальт-риолитовый комплекс представлен дайками базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, комагматичных вулканитам даутской и кызылкольской свит эмса—нижнего эйфеля.

Следующими по возрасту являются кяфарский и архызский плутонические комплексы, тесно ассоциирующие друг с другом. Их массивы локализируются в более молодых свитах раннедевонского—раннекаменноугольного СВК. Кяфарский среднедевонский дунит-гарцбургит-лерцолитовый комплекс представлен преимущественно пластообразными массивами (Кизилчукским, Заканским, Загеданским и др.) площадью до 25 км^2 . Они прорваны породами условно позднедевонского чиликского комплекса, что позволяет считать их среднедевонскими. Дайкообразные тела ультрабазитов района Тырныауза, включаемые иногда в кяфарский комплекс, образуют скорее всего самостоятельный оливин-пироксеновый комплекс [Снежко, 1985]. В архызском среднедевонском диорит-габброидном комплексе преобладают габброиды, присутствуют диабазы, диориты, гранодиориты, граниты. Среднедевонский возраст комплекса определяется его ассоциацией с образованиями эмса—живета.

Заканский среднедевонский габбро-сиенит-диоритовый комплекс сложен сиенито-диоритами (монцодиоритами) и габбро-диоритами, сопровождаемыми дайками спессаритов, гранодиоритов, гранитов, с вмещающими породами контакты тектонические. Среднедевонский возраст его принимается, исходя из генетической близости к породам архызского комплекса.

Ятыргвартинский диорит-гранитный комплекс сложен гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, образующими небольшие штокообразные тела (от 1,5 до 6 км²) среди кристаллических сланцев протерозоя. Среднедевонский возраст его принимается условно, исходя из близости к породам заканского комплекса, с которыми они иногда объединяются.

Плагиигранит-порфиры (трондьемиты) тырнаузского комплекса образуют большое тело (0,5 × 2 км) в вулканитах кызылкольской свиты. Гальки трондьемитов встречены в конгломератах картджуртской свиты, чем и определяется среднедевонский возраст комплекса.

Ряд более поздних интрузивных образований начинается бахмуткинским позднедевонским гнейсо-диорит-порфировым комплексом, представленным огнейсованными диорит-порфирами и плагипорфритами, слагающими силлы (протяженностью до 5 км) и мощностью 300–500 м, конформные с вмещающими эйфельскими–франскими филлитами и аргиллитами, что позволяет считать их доскладчатыми и, вероятно, позднедевонскими. Чиликский позднедевонский(?) гнейсо-гранодиорит-диоритовый комплекс включает главным образом огнейсованные амфиболовые и кварцевые диориты, реже гранодиориты, а также дайки лампрофиров, аплитов, пегматитов. Породы комплекса формируют пластообразные тела (до 7 × 3 км) среди протерозойских сланцев и вулканитов эмса–живета, содержащие их ксенолиты и перекрытые толстобугорской свитой среднего карбона. Позднедевонский возраст принят условно, исходя из близости по составу к породам бахмуткинского комплекса.

Бескесский, предположительно раннекаменноугольный плагиигранит-гранитовый комплекс представлен гранитами, гранодиоритами и плагиигранитами, слагающими небольшие пласто- и штокообразные тела (до 4 × 1 км), сопровождаемые жилами аплитов и пегматитов среди сланцев протерозоя и прорывающими ультрабазиты Беденского массива. Раннекаменноугольный возраст комплекса предполагается, исходя из представлений о наличии в зоне Передового хребта перерыва в осадконакоплении в визейском веке, с которым могло быть связано внедрение гранитоидов.

Балканский, условно раннекаменноугольный тоналитовый комплекс сложен из известково-щелочными тоналитами, с которыми связаны жилы аляскитов, аплитов, пегматитов. Они образуют небольшие тела среди пород протерозоя.

В *Карачаево-Черкесской зоне* средне-позднедевонский терригенный СВК (до 320 м) известен в обнажениях в Малкинском и, по данным бурения, в Кропоткинско-Невинномысском районах. В Малкинском районе он представлен чегетлахранской свитой (160–200 м) глинисто-алевритовых сланцев и песчаников с прослоями кремнистых сланцев, залегающих с размывом на раннесилурийском–раннедевонском СВК и перекрывающихся юрой. По органическим остаткам свита относится к нижней части верхнего эйфеля (Чегодаев и др., 2000). Породы свиты относятся к кремнисто-сланцевой формации.

В Кропоткинско-Невинномысском районе эта формация (более 320 м) представлена пестроцветными филлитовидными, кремнисто-хлоритовыми и серицитовыми сланцами с линзами и тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Содержат миоспоры среднего–позднего девона [Геология СССР. Т. IX. 1968], что и послужило обоснованием возраста СВК в Карачаево-Черкесской зоне в целом.

В Карачаево-Черкесской зоне в Малкинском районе за ранне-среднедевонское время сформировались два интрузивных комплекса, не имеющих между собой контактов. Более ранним является беденский комплекс, общий с зоной Передового хребта, охарактеризованный выше. Здесь он слагает Малкинский массив, прорывающий силурийскую уллулахранскую свиту. Некоторые геологи считают контакты массива тектоническими [Геология Большого Кавказа, 1976]. С корой выветривания этого массива связано Малкинское месторождение железа. Аманкольский диорит-габбросиенитовый комплекс представлен габбро-диоритами, габбро-сиенитами и диоритами, образующими небольшие массивы и линзовидные тела (до 4–5 км²) в сланцах рифея. Прорываются они дайками гранит-порфиров позднекаменноугольного кубанского комплекса. Аманкольский комплекс сходен с заканским комплексом зоны Передового хребта, что позволяет предполагать его аналогичный возраст.

В *Егорлыкско-Ипатовской зоне*, по данным бурения, распространен среднедевонско-раннекаменноугольный карбонатно-терригенный СВК (карбонатно-терригенная формация). Нижний (терригенный) подкомплекс (средне-позднедевонский) сложен кварц-хлоритовыми и серицитовыми сланцами (до 300 м), залегающими с угловым несогласием на раннепротерозойских образованиях. Возраст его принят по сопоставлению с близкими по составу породами Кропоткинско-Невиномысского района. Верхний (карбонатный) подкомплекс (известняки и мергели сандатинской свиты, 320–410 м, известняки привольненской, 350 м) распространен спорадически, залегает несогласно на нижнем подкомплексе или на докембрии. Содержит органические остатки турнейского и ранневизейского возрастов [Летавин, 1980].

В Северо-Ставропольском районе *Предкавказской зоны* по материалам бурения, выделяется средне-позднедевонский терригенный СВК, представленный (150–320 м) филлитовидными, кварцитовидными и углисто-серицит-кремнистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и редко кислых эффузивов (Рудянов и др., 2000). Подошва его не вскрыта, верхняя граница с ранне-среднекаменноугольным СВК трансгрессивная или неясная. Сланцы содержат многочисленные позднедевонские миоспоры [Летавин, 1980], средний девон предполагается по аналогии с породами Кропоткинско-Невинномысского района.

В Приманычском и Терско-Каспийском районах Предкавказской зоны по характеру магнитного поля предполагается присутствие осадочно-эффузивных образований, близких к нижнедевонскому-нижнекаменноугольному СВК зоны Передового хребта.

Каменноугольные (поздневизейские-гжельские) комплексы

В *зоне Главного хребта* присутствует средне-позднекаменноугольный карбонатно-вулканогенно-терригенный СВК мощностью 860–1500 м. В Шахе-Лабинском районе его представляют песчаники, конгломераты и алевролиты с прослоями аргиллитов, а сверху риолитов и их туфов (860 м). Залегают они с угловым несогласием на образованиях протерозоя и девона(?) и содержат остатки башкирской и московской флоры [Геология СССР, 1968]. В Адайхохском районе этот комплекс сложен баддонской свитой (до 1500 м) конгломератов, гравелитов, песчаников, туфопесчаников и сланцев с линзами известняков, залегающих с угловым несогласием на об-

разованиях протерозоя. Относятся условно к верхнему (возможно, и к среднему) карбону на основании согласного перекрытия их пермскими отложениями. Вскрыты в ядрах антиклиналей, сложенных юрскими породами.

Интрузивные образования здесь представлены среднекаменноугольным уллукамским гранитным комплексом, сложенным массивными микроклиновыми биотитовыми или двуслюдяными гранитами, которые сопровождаются жилами гранитов, аплитов, гранит-порфиров и пегматитов. Граниты слагают пластообразные конкордантные массивы мощностью 2,0–2,5 км, прорывающие протерозойский и девонский СВК и гранитоиды белореченского комплекса. Гальки уллукамских гранитов встречены в верхнекаменноугольной караджелмасской свите зоны Передового хребта [Снежко, 1971], т. е. к позднекаменноугольной эпохе они были вскрыты эрозией. Уллукамские граниты по составу близки к гранитам, которые в Предкавказской зоне прорывают турнейские–нижебашкирские отложения. Все сказанное позволяет считать уллукамский комплекс среднекаменноугольным. Единичное определение U-Pb методом дало $329,4 \pm 6,3$ (C₁) млн лет [Письменный и др., 2002]. С гранитоидами генетически связаны Кти-Тебердинское месторождение вольфрама и проявления молибдена, вольфрама, бериллия, тантала, ниобия.

В зоне *Передового хребта* каменноугольный вулканогенно-угленосно-терригенный СВК (до 2700 м) представлен учкуланской и атчапханская (C₁), толстобугорской и малоурупской (C₂), караджелмасской и гремучинской (C₃) свитами, сложенными песчаниками, конгломератами и гравелитами при подчиненной роли алевролитов и аргиллитов. По всему разрезу встречаются пласты каменного угля различной мощности, в том числе рабочей (в среднем карбоне на месторождениях Толстобугорском, Малолабинском, Большелабинском). Риолиты и дациты, реже андезибазальты и их туфы образуют пластовые тела в толстобугорской свите, а также встречаются и выше по разрезу. СВК залегает с угловым несогласием на образованиях протерозойского и среднепалеозойского возраста и согласно перекрывается нижней пермью. Контакты между его свитами в большинстве случаев согласные, иногда отмечаются незначительные перерывы. Разрез охарактеризован остатками флоры – от средневизейской до позднегжельской [Новик, 1978; Анисимова, 1979 и др.]. Осадочные породы комплекса слагают сероцветную угленосную молассовую формацию, вулканические – риолит-дацит-базальтовую.

Из интрузивных образований здесь развиты толстобугорский и пскентский комплексы. Толстобугорский среднекарбонный гранит-порфировый комплекс представлен гранит-порфирами и риолитами, слагающими небольшие штоки и дайки в породах толстобугорской свиты, комагматами вулканитов которой они являются. Пскентский позднекаменноугольный(?) плагиогранит-порфировый комплекс образует пластовые тела (площадь до 5–7 км²) и дайки плагиогранит-порфиров, умеренно щелочных гранитов и лампрофиров. Они прорывают филлитовидные сланцы среднего–верхнего девона. Обломки их найдены в базальных конгломератах лейаса. Комплекс условно считается позднекаменноугольным.

В *Карачаево-Черкесской зоне* в Малкинском районе поздне-верхнекаменноугольный вулканогенно-терригенный СВК (около 850 м) представлен песчаниками, конгломератами и алевролитами с прослоями гравелитов и аргиллитов, а в средней час-

ти разреза – андезибазальтов и их туфов. Породы залегают с угловым несогласием на рифее. Низы разреза содержат остатки позднемосковской флоры, остальная часть – позднекарбоновой, вплоть до позднегжельской. Породы комплекса слагают наложенную впадину и относятся к сероцветной молассовой и андезибазальтовой формациям.

В зоне выделяются малкинский и кубанский интрузивные комплексы. Для малкинского среднекаменноугольного гранодиорит-гранитного комплекса характерны «красные» биотитовые микроклиновые граниты, но присутствуют и другие разновидности гранитов, гранодиориты и гипабиссальные аплиты. По петрохимическим признакам они близки к уллукамским гранитам зоны Главного хребта, отличаясь более высоким содержанием редких элементов [Снежко и др., 2000]. Гранитоиды формируют в рифейских отложениях согласные, реже дискордантные батолиты и гарполиты площадью 80–100 км², а также мелкие тела. Контакты четкие, резкие. Гальки их встречены в конгломератах верхнего карбона [Михеев и др., 1975]. В Предкавказской зоне гранитоиды, сопоставляемые с малкинскими, прорывают среднекаменноугольные отложения, верхний возрастной предел которых башкирский, а отсюда и возраст малкинского комплекса скорее всего среднекаменноугольный. К этому же комплексу иногда относят гранитоиды Даховского района, но по петрохимии они отличаются от малкинских гранитов [Снежко, 1985]. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы протерозоя. Возраст (Rb-Sr метод) 376 ± 40 (D₃)–350 (C₁) млн лет [Шенгелия и др., 1991]. В Урупско-Черкесском и Кропоткинско-Невинномысском районах скважинами вскрыты граниты, которые сопоставляются с малкинскими [Дубинский и др., 1969]. Кубанский позднекаменноугольный комплекс представлен гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами нормального ряда. Дайки протяженностью до 5 км прорывают средне-позднекаменноугольные отложения [Срабонян и др., 1995] и считаются позднекаменноугольными. С породами комплекса связаны полиметаллические месторождения (Эльбрусское и др.), некоторые из которых эксплуатировались.

В *Егорлыкско-Ипатовской зоне* бурением вскрыт ранне-среднекаменноугольный терригенный СВК (270–4000 м)* – глинистые и углисто-глинистые сланцы, аргиллиты и песчаники (егорлыкская, песчанокопская и глинисто-сланцевая толщи), содержащие поздневизейские–раннебашкирские органические остатки [Геология СССР, Т. IX. 1968; Летавин, 1980]. Залегают они с видимым согласием или несогласно на среднедевонском–раннекаменноугольном СВК.

В *Предкавказской зоне* одновозрастные с ними отложения в Армави́ро-Манычском районе представлены углисто-глинисто-сланцевой формацией (до 1540 м), залегающей несогласно на отложениях среднего–верхнего девона и перекрытой с угловым несогласием триасом или нижним мелом. В Прикумском районе отложения этого же возраста замещаются кремнисто-серицитовой песчано-аргиллитовой формацией аргиллитов, алевролитов и песчаников (более 700 м) с прослоями кварц-серицитовых и кремнисто-серицитовых сланцев.

* В ряде работ вместо Егорлыкско-Ипатовской зоны для ранне-среднекаменноугольного времени выделена Песчанокопско-Джалгинская. Основанием служит некоторое несовпадение их границ.

Интрузивные образования зоны представлены среднекаменноугольными гранитоидами, сопоставляемыми с малкинскими. В Армавиро-Манычском районе это биотит-амфиболовые гранодиориты, биотитовые граниты, гранит-порфиры и аляски, предположительно прорывающие турне-нижебашкирскую толщу и перекрытые пермотриасовыми отложениями. В Прикумском районе вскрыты розовые граниты, граносиениты и гранодиориты, прорывающие низы ранне-среднекаменноугольного СВК.

Раннепермские комплексы

В *зоне Главного хребта* раннепермский красноцветный карбонатно-терригенный (молассовый) СВК в Шахе-Лабинском районе представлен красноцветными алевролитами, песчаниками и гравелитами (350 м), имеющими внизу прослой известняков и конгломератов. В известняках обнаружены раннепермские фораминиферы [Геология СССР, Т. IX. 1968]. Породы залегают с разрывом на среднекаменноугольных отложениях и согласно покрываются свитой горы Хуко средне-позднепермского возраста. В Айдахохском районе это мидаграбинская свита (90 м) пестроцветных песчаников с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, реже андезидацитов и пепловых туфов. В них найдены раннепермские споры и пыльца [Геология СССР, Т. IX. 1968]. Свита согласно лежит на баддонской свите и согласно перекрыта более поздними отложениями перми. В обоих случаях породы комплекса слагают небольшие тектонические блоки, ограниченные крутопадающими разрывными нарушениями, и относятся к красноцветной молассе.

В *зоне Передового хребта* распространен нижнепермский красноцветный молассовый вулканогенно-терригенный СВК (до 6000 м). Нижняя часть разреза (аксаутская свита, до 2100 м), сложенная пестроцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями доломитов, кремнистых и углистых сланцев и редко гравелитов, залегают согласно на верхнекаменноугольной гремучинской свите и распространена западнее р. Теберда. На аксаутской свите в междуречье Аксаута и Мал. Лабы с разрывом залегают красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и известняков в верхах разреза (более 5000 м, большелабинская и среднебескесская свиты). Восточнее бассейна р. Аксаут в нижней части разреза появляются горизонты дацитов, андезидацитов, андезитов, туфолов и туфобрекчий. Мощность разреза около 4100 м (кинырчадская, гималдыкская, эпчикская и гидамотарская свиты). Низы аксаутской свиты содержат отпечатки раннепермских (ассельских и сакмарских) вальхий, кордаитов и др., а в кинырчадской найдены остатки хвойных и следы тетрапод поздне-сакмарского и артинского облика [Кизе-вальтер, 1974]. Верхи комплекса (среднебескесская свита) с разрывом перекрыты пермской кутанской свитой вышележащего СВК. К-Аг возраст вулканитов колеблется в интервале 230–213 ($T_{2.3}$) млн лет. Не исключена возможность среднепермского возраста верхов разреза. Осадочные породы комплекса принадлежат к красноцветной молассовой формации, вулканические образования – андезит-трахиандезитовой.

Интрузивные образования зоны представлены раннепермским кишкитским комплексом гранодиорит- и гранит-порфиров. Они образуют небольшие массивы (до 4–6 км²) и являются субвулканическими фациями эффузивов кинырчадской свиты, галь-

ка гранит-порфиров найдена в отложениях гималдыкской свиты [Омельченко, 2000].

В Карачаево-Черкесской зоне и в зонах Предкавказья нижнепермские образования, синхронные описанным, не известны.

Среднепермские–позднетриасовые комплексы

В *зоне Главного хребта* среднепермский СВК, обнажающийся в разобщенных тектонических блоках, представлен терригенно-карбонатной формацией. В Шах-Лабинском районе она сложена известняками с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов (до 500 м, свиты горы Хуко и холодненская), залегающими согласно на красноцветах нижней перми, верхняя часть формации размыта. Песчаники и аргиллиты верхов разреза, возможно, нижнетриасовые [Лаврищев и др., 2000]. В Адайхохском районе известняки содержат редкие прослои глинистых сланцев (гизельдонская свита, до 750 м). Они согласно залегают на нижнепермских породах и перекрыты нижней юрой. В них найдены органические остатки, встречающиеся в отложениях средней и верхней перми [Геологическая карта, 1986].

В восточной части зоны, в Адайхохском районе развит цейский позднетриасовый диорит-гранодиоритовый интрузивный комплекс, образованный кварцевыми диоритами и гранодиоритами с дайками и силлами аплитов, пегматитов, гранодиоритов-порфиров. Они прорывают уллукамские гранитоиды и пересекаются раннеюрскими дайками диабазов. Предположительный возраст цейского комплекса позднетриасовый. U - Rb методом получены цифры $196 \pm 3,5$ (J.) млн лет [Письменный и др., 2002].

В *зоне Передового хребта* распространен позднепермский–позднетриасовый терригенно-карбонатный СВК (700–2000 м), состоящий из трех подкомплексов. Нижний подкомплекс терригенно-карбонатный (450–1000 м), внизу сложен известняками (в том числе рифовыми) и аргиллитами, имеющими в основании базальные конгломераты (220–360 м, кутанская, никитинская, уруштенская и абагская свиты). Они относятся к чансинскому ярусу Международной шкалы (Kotlyar et al., 2004) и лежат несогласно на нижнепермских и более древних образованиях. Выше также несогласно залегает тхачская серия (свиты ятыргвартинская, Малого Тхача и ачешбокская, 230–700 м) – известняки с прослоями (вверху) мергелей и аргиллитов, с базальными конгломератами и песчаниками, содержащими многочисленные органические остатки, от позднеиндских до среднеазиатских [Шевырев, 1996 и др.].

Средний подкомплекс терригенный, представлен сахрайской серией (270–500 м) аргиллитов с редкими прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков с остатками фауны позднеладинского–карнийского возраста [Шевырев, 1996; 2000], лежащими на размытой поверхности подстилающих пород. Верхнеазиатские и нижнеазиатские образования не обнаружены.

Верхний подкомплекс карбонатный (ходзинская серия, 500 м) – известняки, содержащие органические остатки, от средненорийских до рэтских [Шевырев, 1996], подстилаемые базальными конгломератами, песчаниками, алевролитами. Серия лежит с разрывом на сахрайской или на более древних отложениях и трансгрессивно перекрыта нижней юрой. Отложения СВК смяты в крупные пологие антиклинальные и синклинальные складки.

В зоне выделяется чучкурский гранитоидный интрузивный комплекс, образованный диоритовыми порфиритами, гранодиоритами и гранодиорит-порфирами [Омельченко, 2000], слагающими мелкие штоки и дайки и прорывающими пермские красноцветы. Позднетриасовый возраст комплекса условен.

Завершая характеристику верхнепермских-верхнетриасовых образований Кавказа, следует назвать Краснополянский район складчатой системы южного склона. Здесь в узком тектоническом блоке обнажается мзымтинская свита (более 560 м) – известняки, песчаники, конгломераты, алевролиты норийско-рэтского возраста [Геология СССР. Т. IX. 1968]. На р. Архыз обнажаются отложения архызской свиты (нижний триас), представленные терригенной формацией.

В Предкавказье образования конца поздней перми и триаса выделяют в качестве «промежуточных», переходных между палеозойским складчатым фундаментом и юрско-неогеновым платформенным чехлом.

В *Западно-Предкавказской зоне* бурением выявлен позднепермский-позднетриасовый СВК. В нижней части (нижний подкомплекс) (130 м), в Кубанском районе появляются доломиты, распространенные локально, в верхней части карбонатные образования практически отсутствуют и разрез сложен аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами (аргиллитовая толща и староминская свита, 1500 м). Известняки и доломиты по присутствию раковин фораминифер относятся к дорашамскому ярусу верхней перми, а в обломочных образованиях встречены органические остатки, от индских до среднеазиатских [Шевырев, 1990]. Подошва известняков не пробурена, а аргиллитовая толща с несогласием залегает на палеозое. В средней части формации (средний подкомплекс, 1300 м) появляются средние и кислые эффузивы (челбасская свита), позднеладинский–ранненорийский возраст ее определяется органическими остатками (Зональная стратиграфия СССР, 1991; Атлас, 2004). Контакт с нижней частью разреза формации выглядит согласно, однако позднеазиатские и раннеладинские палеонтологические остатки не обнаружены, они представлены (850 м) аргиллитами, алевролитами, известняками и мергелями, в кровле содержащими раковины позднеорийских пеллеципод. Перекрывается формация несогласно залегающими нижнемеловыми отложениями.

Карбонатно-терригенно-вулканогенный СВК (3600–4400 м). В Новочеркасско-Сальском районе представлен разрез глинами и песчаниками с прослоями гравелитов (чепрановская, екатериновская и сальская свиты, 500–1600 м), вверх по разрезу сменяющимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками и мергелями нефтекумской, култайской, демьяновской, кизлярской, новоколодезной и закумской свит (2000 м), содержащими органические остатки, от раннеоленинских до раннекарнийских [Пятакова и др., 1983 и др.]. Подошва нефтекумской свиты согласная, однако местами свита ложится на каменноугольные образования. Внутри разреза имеются местные перерывы. В Кумо-Тарумовском районе основание разреза более грубообломочное, преобладают пестроцветные песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов и снизу конгломератов и гравелитов (куманская свита, 740 м). Возраст верхней части этого разреза оленекско-азиатский (Добрускина, 1980; Пятакова и др., 1983). Индский возраст низов разреза предполагается. Средняя часть разреза формации представлена известково-щелочными риолитами, андезитами, их

туфами, переслаивающимися с пестроцветными конгломератами, песчаниками, аргиллитами (2000 м, ногайская свита). Она содержит редкие поздне триасовые пелциподы, по положению в разрезе является, вероятно, позднекарнийской и норийской и залегает с размывом на разновозрастных образованиях. Верхняя часть разреза формации (верхний подкомплекс) терригенная, сформирована песчаниками, алевролитами и аргиллитами (400 м, зурмутинская свита), заключающими отпечатки флоры нория-рэта (Добрускина, 1980). Эти формации залегают с размывом на подстилающих породах и перекрыты несогласно юрой.

В восточной части зоны скважинами вскрыты силлы диабазов, рассматриваемые как субвулканическая фация поздне триасовых вулканитов.

Восточнее (в Леушковском районе) карбонатно-терригенно-вулканогенная формация замещается [Лозовский и др.; 1976, Шевырев, 1990] терригенной формацией (3200 м), залегающей с угловым несогласием на карбоне, верхи разреза размыты.

В Центрально-Предкавказской зоне отложения формации (1200 м) распространены локально, залегают с угловым несогласием на карбоне, перекрыты юрой или мелом.

Мезо-кайнозойский (альпийский) структурно-вещественный мегакомплекс

Альпийский структурно-вещественный мегакомплекс представлен тремя комплексами: *нижний* – нижней и средней юрой (бат), *средний* – средней юрой (келловей)-эоценом и верхний – олигоцен-антропогеном [Маймин, Лунев, 1986].

В *нижнем* комплексе для рассматриваемой части складчатой системы Кавказа выделено шесть горизонтов (сванетский, циклаурский, сорский, кумухский, цудахарский, таргимский) или их аналогов.

Отложения сванетского горизонта (синемюр–низы нижнего плинсбаха) состоят из песчано-глинистой формации с гравелитами и конгломератами, углистыми отложениями и с вулканогенными образованиями кислого и среднего состава в верхней части (альбитофиры, кератофиры, андезидацитовые порфириды, андезибазальты и др.). Она заполняет впадины доюрского рельефа и отвечает начальному этапу осадкообразования. Ее мощность не более 2200 м [Юра Кавказа, 1992]. Отложения циклаурского горизонта (верхи нижнего плинсбаха–низы нижнего тоара) состоят из песчано-глинистой формации, которая представлена в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Максимальная ее мощность до 6000 м. В осевой части складчатой системы Б. Кавказа в песчано-глинистой формации присутствуют вулканогенные отложения (авадхарский кератофировый горизонт, андезиты и андезидациты домбайского горизонта) мощностью до 600 м. Отложения сорского горизонта (тоар–аален) состоят из флишеидной (песчано-глинистой) формации (верхняя часть более глинистая), в которой к востоку (Агвали-Хивская зона, Карахская свита) роль песчаников и углей в составе отложений становится значительнее. Мощность формации не более 9000 м. Кроме того, в осевой части складчатой системы БК в песчано-глинистой формации наблюдаются вулканогенные образования среднего и кислого состава (порфириды, кварцевые порфиры, их туфы и др.) общей мощностью до

6000 м. Отложения кумухского горизонта (нижний байос) слагают глинисто-песчаную (терригенную) формацию, но к востоку роль песчаников в составе отложений становится значительнее. Максимальная ее мощность до 1700 м [Юра Кавказа, 1992]. Кроме того, в разновозрастных отложениях терригенной формации в осевой части складчатой системы БК и на востоке Архыз-Гузертской зоны значительную роль играют грубообломочные породы и вулканиты (порфириды и их туфы, липаритовые порфиры, лейкодиабазы и др.) мощностью до 1400 м. Отложения цудахарского горизонта (верхний байос—нижний бат) слагают песчано-глинистую формацию. Мощность ее не более 1600 м. Кроме того, в разновозрастных отложениях песчано-глинистой формации юга осевой части складчатой системы БК значительную роль играют грубообломочные породы и вулканиты (порфириды и их туфы) мощностью до 2300 м. Отложения таргимского горизонта (верхний бат?) слагают песчано-алевролитовую формацию, но к востоку роль глинистых пород в составе отложений становится значительнее. Максимальная мощность ее до 90 м. На севере осевой части складчатой системы БК (зона Главного хребта Восточного Кавказа) образования разновозрастные и более древние (байос—бат?) вышеописанной формации представлены отложениями песчано-глинистой формации общей мощностью до 500 м [Юра Кавказа, 1992].

Средний структурно-вещественный комплекс охватывает стратиграфический интервал от келловей до эоцена включительно. На рубеже батского и келловейского веков происходит значительная структурная перестройка, связанная с существенной тектонической активизацией. Как в средней, так и в верхней юре в различных структурах складчатой системы БК установлены разные ряды формаций. В геосинклинальной части Б. Кавказа можно выделить формацию терригенного флиша (келловей—средний? титон, максимальная мощность 900 м) и терригенно-карбонатную формацию (верхний? титон, максимальная мощность 600 м) или флишоидную формацию (титон, максимальная мощность 1500 м). На периферии Закавказского срединного массива выделяются маломощная карбонатно-терригенная формация (келловей—низы среднего? оксфорда, 20 м) и терригенно-рифовая формация (верхи среднего? оксфорда—титон, максимальная мощность 400 м) [Юра Кавказа, 1992].

В осевой и южной части БК мел согласно залегает на юре. Нижний мел на западе осевой части мегантиклинория БК и южнее на южном склоне Б. Кавказа представлен карбонатной, терригенной и терригенно-глауконитовой формациями, но к северу роль терригенных пород в составе отложений становится значительнее [Геология СССР, 1968; Меловая система, 1986]. Наибольшие мощности нижнего мела на западе складчатой системы Б. Кавказа наблюдаются в Абино-Гунайском флишевом прогибе — около 3500 м. На территории Закавказского срединного массива отложения нижнего мела представлены рядом очень близких по составу карбонатных формаций с кремнями, а в основании самой нижней формации наблюдается значительное количество туфогенного и песчаного материала. Максимальная мощность отложений около 400 м. Отложения верхнего мела на большей части территории района представлены карбонатно-мергельной (сеноман—нижний турон), карбонатной (верхний турон—низы сантона) и карбонатно-мергельной формациями (сантон—маастрихт), но в Абино-Гунайской зоне роль терригенных пород в составе отложений становится

ся значительнее [Геология СССР, 1968; Маймин, Лунев, 1986]. Наибольшие мощности формаций верхнего мела наблюдаются на западе складчатой системы БК в Новороссийском флишевом прогибе (около 4000 м).

Вдоль осевой зоны Главного хребта известны среднеюрские габбро и габбро-диабазы, которые образуют штокообразные или линзовидные тела, силлы и дайки, к средней юре относятся также диориты, гранодиориты, граниты и гипабиссальные интрузии гранодиорит-порфиров. Кроме того, южнее в районе р. Мзымта известны дайки, штоки и силлы позднемеловых субщелочных габброидов [Маймин, Лунев, 1986].

Флишевые формации раннего и среднего палеогена развиты в Абино-Гунайской, Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской структурно-фациальных зонах; мощность осадков 0–350–1170 м. Выделяется 6–8 свит. Одновозрастные отложения Абхазской зоны представлены карбонатно-глинистой формацией мощностью 20–60 м. Во всех структурно-фациальных зонах прослеживаются выделяемые на Кавказе по палеонтологическим признакам и смене палеообстановок региогоризонты: эльбурганский, Горячего ключа, абазинский, кумский и белоглинский. Кроме того, выделен черкесский надгоризонт, расположенный между абазинским и кумским региогоризонтами и объединяющий георгиевский, кутаисский, калужский, куберлинский и керестинский горизонты.

Верхний структурно-вещественный комплекс включает олигоцен–антропоген. В олигоцене карбонатные или флишевые формации повсеместно сменились глинистыми. Оligocen-нижнемиоценовая однородная глинистая толща с редкими известковыми и песчанистыми прослоями, слабо охарактеризованная органическими остатками, известна под названием майкопской серии. В олигоцене выделяются хадумский и баталпашинский горизонты, а в миоцене – кавказский, сакараульский и кацахурский. В Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской зонах эти отложения отсутствуют. В Абино-Гунайской майкопская серия имеет мощность 1000 м; в Абхазской зоне, представляющей собой в олигоцене область погружения, она достигает мощности 2000 м.

Олигоцен и миоцен нерасчлененные на склоне Б. Кавказа объединяются в майкопскую серию мощностью 1700–2000 м. Это флишоидная серия, представленная в основном глинами с маломощными прослоями песков, песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. В Северном Дагестане к среднему миоцену отнесена флишоидная толща, смятая в складки и разбитая разломами. В Альпах отложения, подобные майкопской серии, получили название нижней молассы.

Формационный тип пород резко меняется в верхнем миоцене и плиоцене. Разрезы отложений этого возраста повсеместно представлены верхнемолассовой формацией резко изменчивой мощности от 200 до 1000 м. Формация сложена глинами, песками, песчаниками, конгломератами, галечниками. Встречаются прослои алевролитов и мергелей, содержащие гальки и гравий. Наиболее грубообломочные разрезы плиоцена отмечаются в Кабардино-Балкарии, Северной Осетии и Ингушетии. Здесь в составе плиоцена значительна примесь туфов и туфопесчаников. В Чеченской Республике и Дагестане вулканогенные породы отсутствуют, разрезы мощностью 700–860 м сложены глинами, песками, песчаниками и линзами конгломератов.

Плиоцен и плейстоцен в центральной части Б. Кавказа представлен вулканогенными постройками вулканов Эльбрус и Казбек и Чегемским вулканическим плато. В них принимают участие риолиты, дациты, андезидациты и их туфолавы. Конус вулкана и вулканические покровы, спускающиеся в долины рек Малка и Баксан, сложены лавами и туфами риолитов, дацитов, андезитов, вулканическим пеплом. В строении плато принимают участие и осадочные породы – конгломераты, пески и глины.

Кайнозойские гипабиссальные интрузии образуют небольшие локколиты в районе Кавказских Минеральных Вод. В их составе преобладают гранит-порфиры и граносиенит-порфиры. С гранитоидными интрузиями неогена связано уникальное Тырныаузское вольфрам-молибденовое месторождение и более мелкие месторождения в Кабардино-Балкарии. С гранодиоритами и порфирами в зоне Главного хребта связано Сангутидонское молибденовое месторождение и вольфрам-молибденовые проявления Северной Осетии.

Особенности тектонического развития структур рифейского и палеозойского фундамента в Северокавказском складчатом поясе достоверно установить не удастся, поскольку деформации альпийского этапа настолько интенсивны, что полностью затушевали предшествующие тектонические события.

Южной границей Б. Кавказа является разлом, который отчетливо протянулся на расстояние 1250 км от Черного до Каспийского моря в направлении с северо-запада на юго-восток. По сути это не один, а серия нескольких сближенных субпараллельных разломов, падающих в северо-восточном направлении. Мезозойские комплексы пород смяты здесь в систему изоклиналичных кливажных складок, опрокинутых в южном направлении. К северо-востоку складчатость постепенно затухает. На Западном и Восточном Кавказе у границ Индолю-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов она еще отчетливо проявляется даже в палеогеновых породах. В Дагестанском клине отмечается коробчатая складчатость и вдвигово-надвиговые разрывные нарушения (Сократов, 1993). В целом количество разломов уменьшается к северу.

Альпийская тектоника Центрально-Кавказского массива во многом определяется блоковым строением рифейско-палеозойского фундамента. Юрские породы в приразломных впадинах общекавказского направления смяты в систему изоклиналичных кливажных складок с вертикальными осевыми плоскостями. Над выступами фундамента складчатость юрских отложений менее интенсивна. Породы фундамента также порой разбиты вертикальными трещинами [Сомин, Видяпин, 2005].

В северо-восточном борту Центрально-Кавказского массива складчатость и разломы практически отсутствуют, и породы мезозоя моноклинально падают к северо-востоку. Структуры аркадного типа в системе фундамент–чехол широко развиты на Б. Кавказе, но их геометрия изменчива. К югу они приобретают все более сжатый вид и превращаются в опрокинутые изоклиналичные структуры. На севере деформации локализируются в депрессиях, а антиклинали приобретают вид коробчато-куполовидных форм.

Таким образом, в истории геологического развития Б. Кавказа можно выделить три крупных цикла: 1) допалеозойский, в течение которого сформировался кристаллический фундамент Скифской плиты; 2) палеозойский геосинклинальный, пред-

ставленный кембрийско-раннедевонским, раннедевонским, позднепермским и поздне триасовым основными этапами; 3) мезо-кайнозойский, приведший к формированию мощной толщи осадочных образований и закончившийся становлением складчатой системы Б. Кавказа. Первый этап рассмотрен ранее.

Образования кембрия—начало девона в пределах описываемого района занимают крайне незначительные площади, поэтому можно лишь предположить, учитывая их молассоидный характер, что они образовались в орогенную стадию, завершающую байкальскую эпоху.

Геосинклинальный этап развития, начавшийся в раннем девоне, привел к формированию в тектонических зонах Передового и Главного хребтов мощной ранне-среднедевонской толщи вулканогенных пород преимущественно основного состава. После затухания интенсивной вулканической деятельности в конце среднего—начале позднего девона, шло накопление морских терригенных (часто грубообломочных) и терригенно-карбонатных осадков. Геосинклинальные среднепалеозойские вулканогенно-осадочные формирования в современных структурах сохранились в узких, вытянутых в общекавказском направлении тектонических блоках.

В орогенную стадию герцинского этапа, начавшуюся в карбоне, сформировались терригенные молассовые формации, сероцветные в среднем и позднем карбоне и красноцветные в ранней перми.

В позднепермскую эпоху (индосинийский этап) образовались морские карбонатные толщи, сохранившиеся локально. В триасовую эпоху они сменились карбонатно-терригенными осадками, известными в настоящее время на Западном Кавказе. В Предкавказье наряду с ними накапливались кислые и средние вулканыты.

В раннекеммерийский этап на территории Б. Кавказа существовал обширный морской бассейн. В осевой части в ранне-среднеюрское время формировались осадки эвгеосинклинального типа, представленные мощными песчано-глинистыми отложениями с покровами, силлами и дайками преимущественно основного состава. В северном направлении увеличивается количество песчаного материала, и осадки приобретают миогеосинклинальный характер. С запада на восток происходит углубление и расширение бассейна, о чем свидетельствует увеличение мощности нижней—средней юры от 1000 м на Западном Кавказе до 7900 м в Дагестане и площадное развитие там аргиллит-алевролит-песчаниковой формации.

Начиная с келловоя, вдоль всего северного склона Б. Кавказа образуются преимущественно карбонатно-терригенные осадки в платформенных условиях, и только на западном замыкании Кавказа формируются типично геосинклинальные флишевые и субфлишевые карбонатно-терригенные осадки.

В палеоцен-эоцене накопление осадков протекало как в условиях обширного континентального шельфа Скифской эпигерцинской плиты и северного борта Закавказской плиты, так и в рамках расположенного между ними флишевого бассейна, в котором мощность отложений палеоцена и эоцена превышает 2000 м, тогда как в пределах континентального шельфа она лишь в отдельных случаях достигает 1000–1200 м.

В олигоцене—нижнем миоцене в связи с началом роста горного сооружения произошла структурная перестройка. Ось максимального прогибания сместилась на север и на юг от Большекавказского поднятия, заложившегося на стыке Скифской

эпигерцинской плиты и Закавказской плиты. На склонах этого поднятия сформировалась флишеидная, преимущественно глинистая формация, представленная мощной (до 2000 м) толщей преимущественно глинистых отложений.

Средне-верхнемиоценовые отложения развиты по северной периферии Б. Кавказа. В Центральном Предкавказье они накапливались в прибрежно-морских условиях и имеют разнообразный, меняющийся по простиранию состав. На западе и востоке Предкавказья миоцен-плиоценовые отложения характеризуются более однородным составом, значительными их мощностями, а также отсутствием заметных перерывов в осадконакоплении. В верхнем миоцене и плиоцене повсеместно появляется предгорная моласса изменчивой мощности, содержащая грубообломочный материал, появляются вулканомиктовые породы. Наиболее грубые и мощные осадки отлагались в западной части Вост. Кавказа, а магматизм проявился преимущественно на Центр. Кавказе (неоинтрузии Кавказских Минеральных Вод и Главного хребта, вулканы Эльбрус и Казбек, Чегемское вулканическое нагорье и др.).

Активная тектоническая деятельность продолжается и сейчас, о чем свидетельствуют многочисленные землетрясения, эпицентры которых сосредоточены главным образом на Центр. и Вост. Кавказе, концентрируясь в линейные зоны общекавказского простирания. Предполагается, что эта активность вызвана столкновением двух плит – Евразийской и Аравийской – и продвижением последней к северу.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Наиболее важные изменения, появившиеся за последние годы в четвертичной геологии России, это увеличение объема четвертичной системы почти вдвое (понижение границы); приведение общей Российской шкалы в соответствие с зарубежной и использование магнитостратиграфической и кислородно-изотопной шкал в качестве масштабной линейки событийной стратиграфии [Дополнения..., 2000].

В течение четвертичного периода различные части обширной территории Европейской России находились в неодинаковых физико-географических условиях и подвергались действию разнообразных геологических процессов.

Северная часть ее неоднократно подвергалась оледенениям, исходившим из разных ледниковых центров и оставлявшим после себя морены и флювиогляциальные, а в межледниковья – озерные и аллювиальные образования.

Южная часть ее не подвергалась оледенениям. На этой территории преобладали субазральные геологические процессы и отлагались лессы и лессовидные породы в эпохи оледенений и почвенные горизонты в межледниковья. Черное и Каспийское моря неоднократно изменяли свои очертания, повышали или понижали уровни, то соединялись между собой и через проливы Босфор и Дарданеллы, и со Средиземным морем, то разобщались и превращались в замкнутые бассейны со своеобразной фауной. Особое место занимает Горный Кавказ с вулканогенными и ледниковыми (горного оледенения) образованиями, в геологической истории которого существенную роль играли тектонические движения.

В силу столь большого разнообразия физико-географических условий и геологических процессов, совершавшихся в разных частях Европейской России, соответственно и геология четвертичных образований не может быть общей.

За последние годы получен огромный новый материал по региональной геологии, позволивший внести принципиальные изменения в стратиграфию и палеогеографию квартера Европейской России. Среди новых важных данных в первую очередь отметим следующие.

В настоящее время значительная роль отводится не только Скандинавскому, но и Баренцевоморскому ледниковым центрам в образовании мощных терригенных формаций плейстоцена на европейском севере России, особенно в позднем неоплейстоцене. Установлено, что в плейстоцене на европейской части России выявлены следы по крайней мере десяти холодных (ледниковых) и десяти теплых (межледниковых) эпох (рис. 35). Оледенения шесть раз достигали ее центральных районов: четыре раза – в раннем неоплейстоцене (вместо одного, как было ранее) и по одному разу – в среднем и позднем неоплейстоцене (вместо двух соответственно). В бассейне Дона и в Подмоскovie возраст морены, принимавшейся ранее за первую средне-неоплейстоценовую (днепровскую), определен теперь как нижненеоплейстоценовый (донская морена). В среднем неоплейстоцене на европейской части России опять стали выделять два ледниковых горизонта – калужский (на месте бывшего днепровского, который был упразднен в 1986 г.) [Решения..., 1986] и московский [Постановления..., 2002] (рис. 36).

По-новому представляется палеогеография времен 1 валдайского оледенения севера европейской части России. Так, максимальным, а возможно, и единственным оледенением для центральных районов признается не ранне-, а поздневалдайское (осташковское). Ранневалдайское (калининское) оледенение, ранее считавшееся максимальным, как установлено теперь, занимало гораздо меньшую площадь, не достигая центральных районов. Для северо-востока европейской части России по последним данным (российско-норвежский проект PECHORA) наоборот, максимальным оледенением считается ранневалдайское, а поздневалдайское не достигало современной суши, и граница его проходила предположительно в пределах акватории Северного Ледовитого океана (рис. 35). Наряду с этим сохраняется точка зрения о развитии двух оледенений, причем максимальным и рельефообразующим признается поздневалдайское (осташковское).

Наметился значительный прогресс в изучении лессово-почвенной формации. Ранее выделявшаяся как нерасчлененная субэкральная покровная формация, теперь, в силу установленной климатоседиментационной ее природы, расчленяется на образования теплых (межледниковых) и холодных (ледниковых) эпох с соответствующим чередованием обстановок интенсивного педогенеза и лессонакопления (рис. 37). Ископаемые почвы (почвенные комплексы) со свойственными им типологическим своеобразием и генетической неповторимостью используются как маркирующие реперы отдельных геохронологических этапов. В сочетании с находками микротериофауны они являются наиболее важными для стратиграфического расчленения, ближней и дальней корреляции основных горизонтов и палеогеографических событий в квартере.

В изучении морской формации квартера южных морей намечается новое направление – использование методов геохимических изотопов, что позволяет получить ценную информацию для палеогеографического анализа. По вариациям изо-

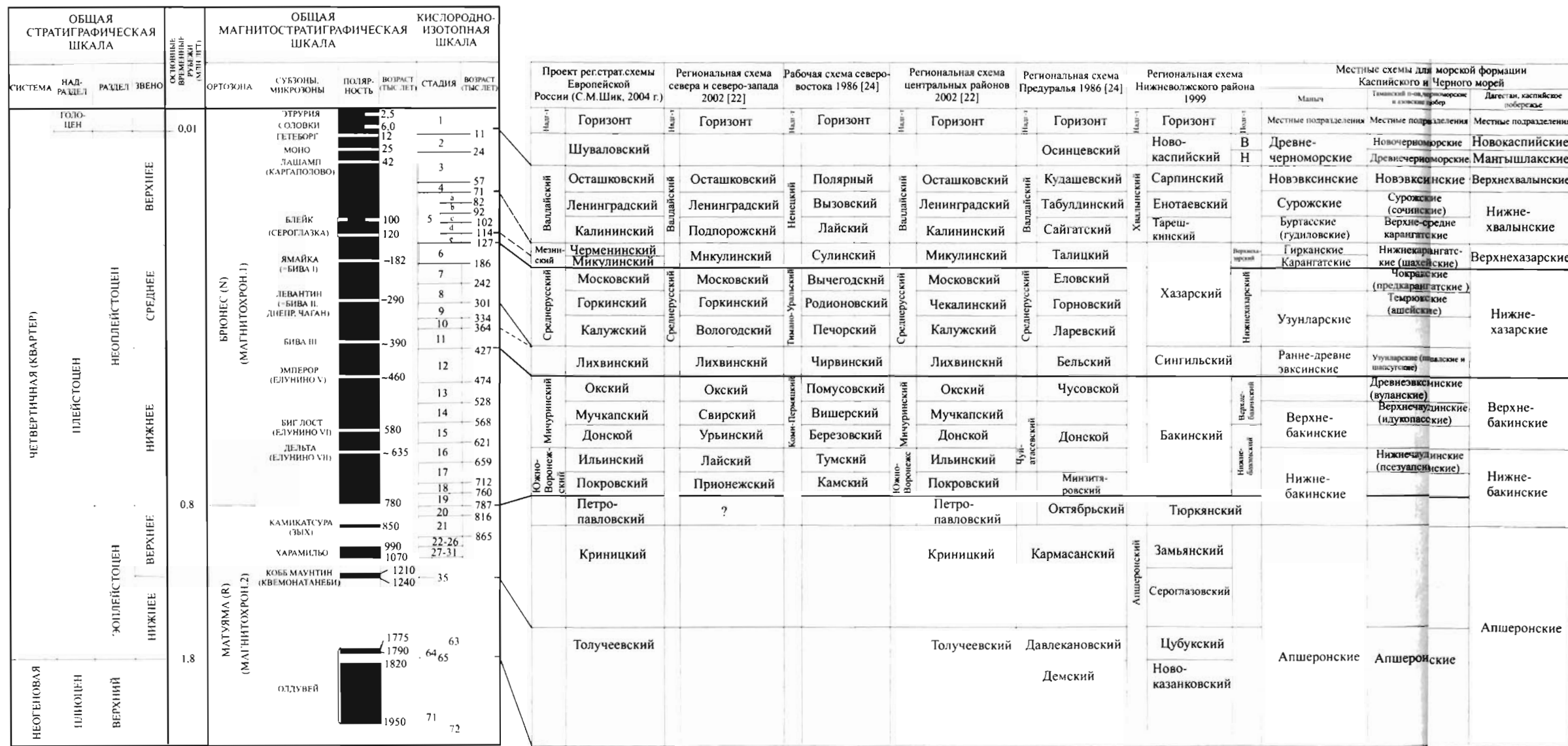


Рис. 36. Корреляция региональных стратиграфических схем квартера европейской части России (сост. В. К. Шкатова по материалам Решений...[1986], Дополнений к ...[2000], Постановлений...[2002] и серийных легенд: московской, средневолжской, пермской, нижневолжской, скифской, кавказской)
1 – прямая и 2 – обратная полярность

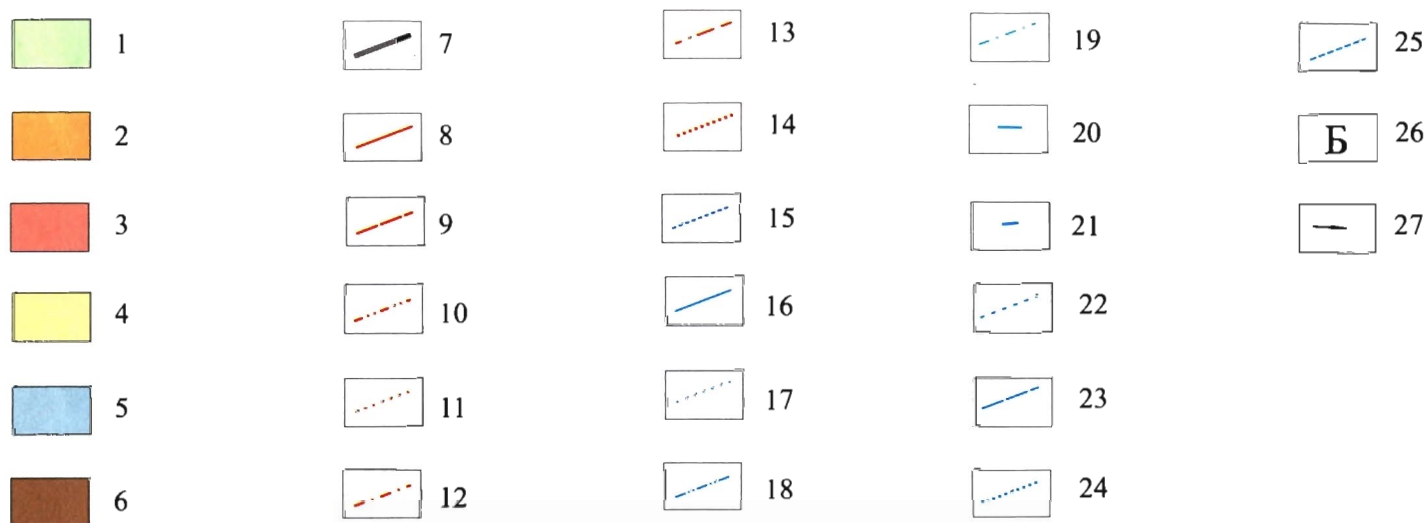
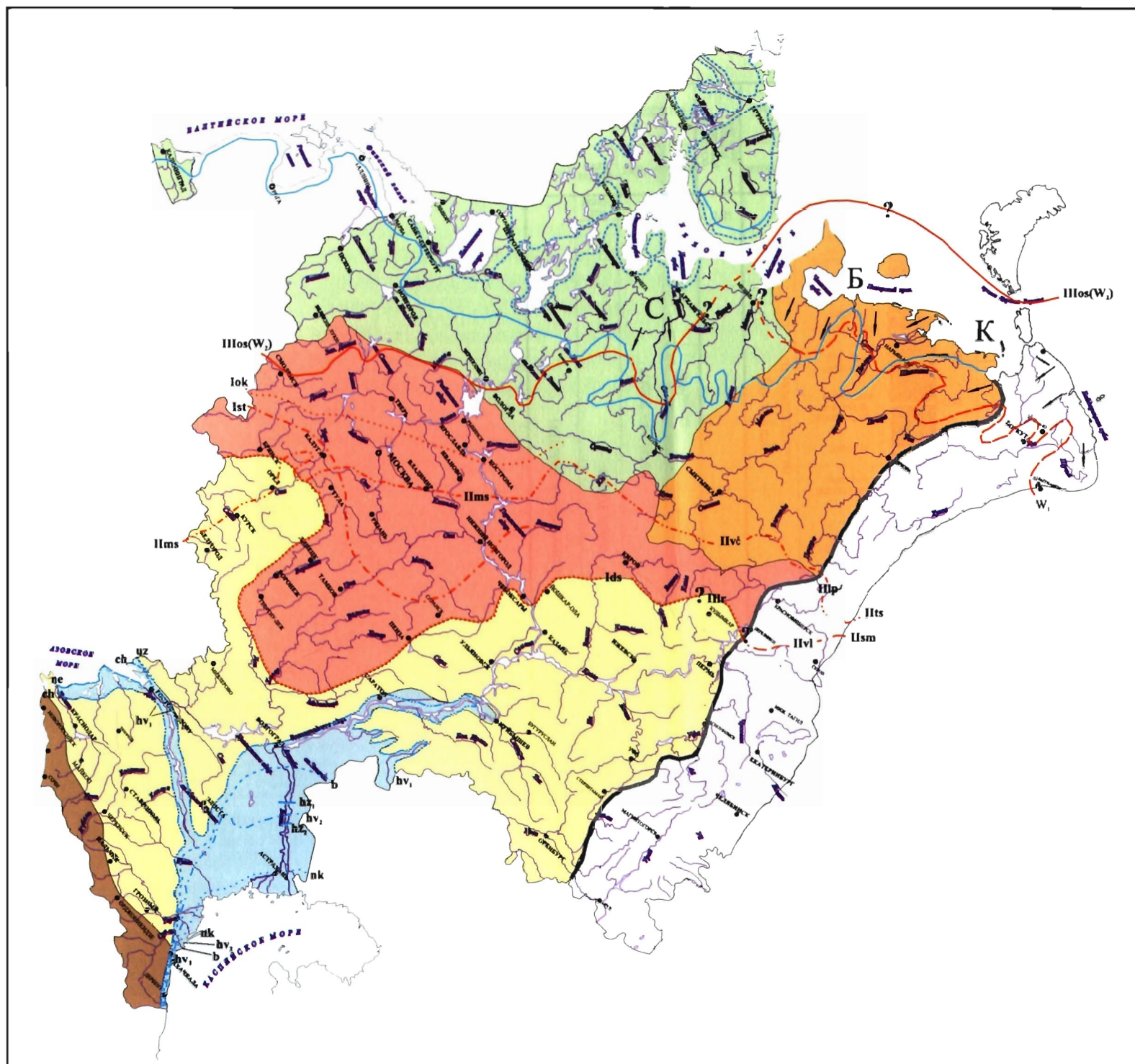


Рис. 35. Схема районирования территории европейской части России в квартере (сост. В. К. Шкатова – границы оледенений и трансгрессий по материалам С. М. Шика [1995], В. В. Писаревой [История..., 1998]; А. А. Величко и др. [2002]; Астахова, Свенсена [2002]; Mangerud J. et al. [2002]; Larsen E. et al. [1999]; Карты четвертичных образований России [2001])

1–6 – районы распространения формаций: 1 – ледниковой, преимущественно позднеоплейстоценовой Севера и Северо-Запада; 2 – ледниковой, преимущественно средне-позднеоплейстоценовой Северо-Востока; 3 – ледниково-перигляциальной, преимущественно ранне-среднеоплейстоценовой Центра; 4 – лессово-почвенной внеледниковой Юга и Юго-Востока; 5 – морской, преимущественно позднеоплейстоцен-голоценовой Каспийского и Черного морей; 6 – гравитационной и ледниковой (горной) Кавказа;

7–25 – границы: 7 – Уральского региона; 8–14 – оледенений: 8 – поздневалдайского (W), ошашковского (IIIos), 9 – ранневалдайского (W), 10 – московского Пms (вычегодского Пvc, леплинского IIIp, тазовского IIIs); 11 – окского Iok; 12 – сетуньского Ist; 13 – ларевского IIIr(вильгортского IIvl, самаровского IIsm); 14 – донского Ids (граница гляциального лимита квартера); 15–25 – трансгрессий: 15, 16 – формаций Севера и Северо-Запада, Северо-Востока (15 – голоценовая; 16 – бореальная); 17–22 – Каспийской морской формации (17 – новокаспийская nk); 18 – позднихвалынская hv; 19 – раннехвалынская hv, 20 – позднихазарская hz; 21 – раннехазарская hz; 22 – бакинская b; 23–25 – Черноморской морской формации (23 – новозвксинская ne, 24 – узунларская uz, 25 – чаудинская ch);

26 – центры оледенений в позднем неоплейстоцене (С – Скандинавский, Б – Баренцевоморский, К – Карский); 27 – направление движения ледников из центров оледенений в позднем неоплейстоцене

топного состава кислорода карбонатов и химических форм серы для верхнеплейстоцен-голоценовых осадков Азовского и Черного морей подтверждено время начала массового поступления средиземноморских вод, показано изменение увлажненности этих морей и возникновение непрерывной двусторонней связи Черного и Средиземного морей (15 и 13–12 тыс. лет назад).

Впервые получены количественные характеристики палеотемпературы, солёности и изотопного состава кислорода воды каспийских внутриконтинентальных солоноватоводных бассейнов. Впервые датированы трансгрессивная и регрессивная фазы позднехазарского бассейна. Количественные характеристики палеотемператур, солёности и изотопного состава кислорода воды, полученные для датированной трансгрессивной фазы позднехазарского бассейна, позволили уверенно сопоставить ее с подстадией 5е кислородно-изотопной океанической шкалы и использовать для трансевразийской корреляции континент–шельф–океан. По изменению содержания изотопного состава кислорода в палеоводах позднеплейстоценовых бассейнов (позднехазарского и двух хвалынских) Каспия прослежено отражение стока талых ледниковых и снежных вод и получены прямые критерии для корреляции с ледниковыми событиями севера европейской части России.

Районирование европейской части России проведено по формациям, т.е. по естественной ассоциации генетических типов четвертичных отложений с учетом рельефообразующего фактора. Названия формаций «ледниковая», «ледниково-перигляциальная» и др. в некоторой степени условны, так как включают в себя и другие генетические типы отложений, но эти термины характеризуют главный процесс, который определял осадконакопление в данную эпоху на данной территории. На основании этого выделено несколько формаций (типов разрезов) четвертичных отложений, характерных для различных участков рассматриваемой территории: 1 – ледниковая, преимущественно позднеплейстоценовая Севера и Северо-Запада; 2 – ледниковая, преимущественно средне-позднеплейстоценовая Северо-Востока; 3 – ледниково-перигляциальная, преимущественно ранне-среднеплейстоценовая Центра; 4 – лессово-почвенная внеледниковая Юга и Юго-Востока; 5 – морская, преимущественно позднеплейстоцен-голоценовая Каспийского и Черного морей; 6 – гравитационная и ледниковая (горная) Кавказа (рис. 35).

Ледниковая, преимущественно позднеплейстоценовая формация Севера и Северо-Запада

Распространена на Кольском полуострове, в Карелии, а также на значительной части Русской равнины (рис. 35). Неоднократные покровные оледенения обусловили специфику рельефа этой территории, сложенной верхнеплейстоценовыми ледниковыми и водноледниковыми осадками. Холмистые и грядовые ледниковые формы являются характерной чертой рельефа территории Севера и Северо-Запада. Исключением является район южнее долины средней Мезени, где рельефообразующей является среднеплейстоценовая морена. Существование почти на всей территории ледниковых покровов позднеплейстоценового времени обусловили молодость речной сети. Образование аллювиального комплекса надпойменных террас

и пойм связано с позднеледниковьем и голоценом. Лишь на юге региона, в долинах рек Сухона, Юг, Молома и др., отмечается аллювий высоких надпойменных террас, образовавшихся в первой (ранней) половине верхнего неоплейстоцена.

На Кольском полуострове и в Карелии, служивших областью ледниковой экзарации, сохранились отложения и рельеф только последнего поздненеоплейстоценового (осташковского) оледенения и его стадий. На большей части Северо-Запада разрез квартера содержит осадки нескольких (пяти или шести) комплексов ледниковых и водноледниковых отложений, разделенных осадками межледниковий. Наиболее полные их разрезы сохранились в переуглубленных речных долинах и долинах ледникового стока, а также в районах развития краевых ледниковых образований.

Эоплейстоценовые отложения мало известны на Севере и Северо-Западе, поэтому отсутствуют надежные данные, которые позволили бы отчетливо обозначить нижнюю границу четвертичной системы. В основании толщи четвертичных образований у г. Грязовец обнаружены озерно-аллювиальные отложения, которые относятся к эоплейстоцену по составу палинологических спектров. С грязовецкими слоями условно сопоставляются изученные в последние годы отложения на севере региона на Беломорско-Кулойском плато в разрезах на мелких реках, впадающих в Двинскую губу Белого моря (реки Золотица и Б. Ница). Мощность этих отложений до 190 м. Южнее в басс. р. Пинега в палеоврезах вскрыты аналогичные отложения – морские и озерные (рошинская свита). В этих отложениях отмечена магнитозона прямой полярности на фоне обратной (Матуямы).

В *нижнем неоплейстоцене* выделены три ледниковых и два межледниковых горизонта (рис. 36). Ледниковые отложения нижнего неоплейстоцена расчленены на горизонты только в ограниченном числе разрезов. Раннеэоплейстоценовый ледниковый покров распространялся из Фенно-Скандинавского центра. Исключением является область Пинежско-Вашского водораздела, где в составе морены преобладают породы Тиманского комплекса из Новоземельско-Уральской питающей провинции. Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о развитии в это время здесь растительности лесного типа с участием широколиственных пород до 10 % (в пике межледникового цикла).

В среднем неоплейстоцене в основании сводного разреза выделяются отложения лихвинского (трубайского) межледникового горизонта (рис. 36). Морские отложения этого возраста вскрыты на севере региона. Достоверные морские отложения первой (ранней) среднеэоплейстоценовой трансгрессии распространены на п-ове Канин, в Мезенской депрессии, а также на междуречьях Пинеги и Вашки, Пинеги и Сев. Двины.

Морены и водноледниковые отложения вологодского ледникового горизонта развиты во всех районах Севера и Северо-Запада Русской равнины. Ледники продвигались из двух центров – северо-западного и северо-восточного. На юге данной формации ледники из Новоземельско-Уральского центра занимали большую часть территории и достигали долины р. Сев. Двина. Морские осадки северной(?) трансгрессии горкинского межледникового горизонта известны лишь в некоторых разрезах басс. Сев. Двины, рек Юмжа и Устье (приток р. Вага). Но есть данные о проникновении морских вод по долине р. Вычегда в виде узкого ингрессионного залива.

Морены московского ледникового горизонта мощностью до 100 м слагают рельеф южнее долины Средней Мезени. Ледники двигались только из Скандинавского центра. Ледниковые отложения этого горизонта образуют несколько поясов краевых образований.

В *верхнем неоплейстоцене* в основании сводного разреза выделены образования микулинского межледникового горизонта. Осадки этого межледникового являются маркирующими для квартера не только на территории европейской, но и азиатской частей России. Они представлены морскими отложениями мгинской трансгрессии в районе Финского залива и бореальной трансгрессии на севере равнины (рис. 35). Ингрессия по долинам рек Сев. Двина, Вага и Пинега проникала далеко на юг до 63° с. ш. Континентальные (озерные, озерно-болотные, озерно-аллювиальные) водные осадки этого горизонта распространены на большей части территории. Спорово-пыльцевые комплексы, карпологические остатки, теплолюбивые лузитанские виды моллюсков и фораминиферы характеризуют климат теплее современного. Термолюминесцентным методом в нескольких разрезах определен возраст отложений 130–115 тыс. лет назад. Методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) установлен возраст отложений понойских слоев бореальной трансгрессии (на юге Кольского полуострова) в интервале 130–120 до 100–105 тыс. лет и стрельнинских слоев беломорской (по М. А. Лавровой, 1960) трансгрессии, наступившей после непродолжительной регрессии вод бореального моря, в интервале 100–80 тыс. лет назад. Эти данные позволили соотнести их соответственно с кислородно-изотопными подстадиями 5e и 5d-a и считать, что морской режим в Белом море существовал в течение всего периода от 130 до 80–70 тыс. лет назад, который сопоставляется со всей кислородно-изотопной стадией 5 [Корсакова и др., 2004].

Валдайский надгоризонт включает в себя два ледниковых и один межледниковый горизонты (рис. 36). Отложения ледникового подпорожского горизонта обнажены в разрезах и вскрыты в скважинах под более молодыми образованиями. Ленинградский межледниковый горизонт представлен морскими и континентальными отложениями. Для этих отложений имеются датировки (в основном радиоуглеродные) в пределах 24–49 тыс. лет. Морские отложения (третья поздненеоплейстоценовая трансгрессия) на юге Кольского полуострова датированы в интервале 60–40 тыс. лет назад и соотносятся с кислородно-изотопной стадией 3 [Корсакова и др., 2004]. Отложения ошашковского ледникового горизонта позднего неоплейстоцена имеют преимущественное распространение.

Валдайский ледниковый комплекс (морены, флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения) образует рельеф большей части рассматриваемой формации. В долине Сев. Двины ледниково-озерные осадки приледникового бассейна большой лопастью заходят далеко на юго-восток до г. Котлас; ледниковые и водно-ледниковые отложения слагают обширные участки в междуречьях Пинеги, Вашки, Мезени. Крупные поля верхненеоплейстоценовых ледниково-озерных отложений картируются в Приладожской и Ильменской впадинах, а также на границе с Латвией и Белоруссией в басс. рек Великая и Западная Двина. Ледниковые образования валдайского надгоризонта слагают пояса краевых образований на севере поля распрос-

транения формации, фиксируя несколько стадий отступления ледников. Южнее отложения этого возраста представлены аллювием I и II надпойменных террас, озерными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями.

Голоценовые образования, в основном континентальные, широко распространены на территории данной формации. Морские образования развиты вдоль побережья Финского залива, Белого и Баренцева морей, где образуют узкие полосы нижней морской террасы и пляжей (рис. 35).

Ледниковая, преимущественно средне-позднелепистоценовая формация Северо-Востока

Занимает территорию от Тиманского кряжа до Урала (рис. 35). Для нее характерна система мощных краевых ледниковых образований, представленных крупными конечно-моренными грядами, которые образуют несколько субширотных поясов средне-позднелепистоценового времени.

Четвертичный разрез Северо-Востока европейской части России мощностью более 200 м характеризуется четким ритмическим строением: несортированные неслоистые валунные суглинки, составляющие основную часть разреза, переслаиваются с хорошо сортированными слоистыми сложнопостроенными толщами водных отложений различного генезиса [Решения..., 1986; Андреичева, 2002] (рис. 36).

Эоплейстоценовые отложения вскрываются только скважинами. Они представлены морскими отложениями нижнего звена эоплейстоцена – хайпудырской (полярнобугринской) свитой. Хайпудырская свита, залегающая с разрывом на верхнемiocеновой падимейской серии и других, более древних породах, содержит теплоумеренные спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием древесных, в основном хвойных пород, количество которых вверх по разрезу уменьшается. Перекрывается она с разрывом ледниково-морскими отложениями верхнего звена эоплейстоцена варандейской (сяттейской) свитой. Варандейская свита охарактеризована преимущественно лесотундровым спорово-пыльцевым комплексом. Эоплейстоценовые отложения обратно намагничены (ортозона Матуяма) и имеют суммарную мощность более 50 м.

На юге, в басс. р. Печора морские и ледниково-морские отложения эоплейстоцена постепенно замещаются аллювиальными, а на востоке в Предуралье в ледниково-морской толще верхнего звена эоплейстоцена (роговская серия) появляются мореноподобные горизонты с небольшим количеством кластического материала. Нижнее звено эоплейстоцена здесь представлено аллювием.

В *неоплейстоцене* различается до шести разновозрастных ледниковых горизонтов валунных суглинков и столько же межледниковых (рис. 36).

В *нижнем неоплейстоцене* межледниковых горизонтов два – тумский и вишерский. Озерные и аллювиальные отложения тумского горизонта мощностью 32 м вскрыты скважинами и охарактеризованы по спорово-пыльцевым данным «теплым» палеоклиматом. Аллювиальные отложения вишерского горизонта мощностью до 75 м заполняют глубокие долины палеорек и вскрываются скважинами. Отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами таежной растительности с участием широколиственных.

В *среднем неоплейстоцене* нижний (чирвинский) межледниковый горизонт представлен озерно-болотными и аллювиальными отложениями мощностью до 42 м, вскрывается скважинами и охарактеризован «лихвинским» спорово-пыльцевым комплексом. Верхний – родионовский межледниковый горизонт представлен старично-озерными глинами и торфяниками, вскрывается скважинами и в береговых обрывах, охарактеризован по спорово-пыльцевым комплексам среднетаежной растительностью с участием широколиственных.

В *верхнем неоплейстоцене* выделены сулинский (нижний) и бызовский (верхний) межледниковые горизонты. Первый представлен песками и глинами с обильной фауной морских моллюсков – осадками бореальной трансгрессии (рис. 35); второй – глинистой толщей с галечниками и валунами, со следами криотурбаций, содержащей остатки костей позднепалеолитического комплекса и культурные остатки позднепалеолитической стоянки с возрастом около 25 тыс. лет назад.

В *нижнем неоплейстоцене* ледниковые горизонты (камский и березовский) прослежены бурением на Печоро-Камском междуречье. Мощность камской морены до 48 м, березовской до 50 м. Валунные суглинки ледникового помусовского горизонта нижнего неоплейстоцена обнажаются лишь в единичных разрезах Нижней Печоры, в верховьях Печоры (реки Унья, Елма) и вскрыты в ряде пунктов скважинами (Гаревое, Щель Яюр и др.). Мощность их до 70 м.

Располагающиеся стратиграфически выше два *средне неоплейстоценовых* горизонта валунных суглинков (печорский и вычегодский) плащеобразно покрывают значительную часть формации Северо-Востока. Почти повсеместно они выступают в береговых обрывах (обнажениях) и вскрываются скважинами. Мощность отложений печорского горизонта достигает 70 м, а вычегодского колеблется от 6 до 60 м [Андреичева и др., 1997]. Самый молодой валунный горизонт *верхнего неоплейстоцена* – полярный (поздневалдайский) широко распространен на севере данной формации и также является рельефообразующим [Решения..., 1986].

Исследованиями последних лет (российско-норвежский проект PECHORA) переоценен возраст рельефообразующей морены [Астахов, Свенсен, 2002; Larsen et al., 1999; Mangerud et al., 2002]. Она отнесена к ранневалдайскому оледенению (лайский горизонт) (рис. 36). Оледенение фиксируется поясом краевых ледниковых форм севернее Полярного круга, как субширотная линия Мархида. Она названа так по одноименной морене в разрезе Мархида и включает Лайско-Адзвинскую и Роговскую гряды. На восток к подножию Полярного Урала прослеживается аналогичная морена.

Южнее этой линии ледниковые отложения данного возраста не обнаружены, а на абсолютных отметках 100–110 м выделены образования крупного приледникового палеозера Коми. Радиоуглеродные датировки мамонтовых костей из аллювиальных террас, врезанных в дно палеозера Коми, а также из палеолитических стоянок в интервале 22–37 тыс. лет назад свидетельствуют о том, что это подпрудное озеро старше 37 тыс. лет. Термолюминесцентное датирование пляжных песков озера Коми дало значения в интервале 70–90 тыс. лет назад [Астахов, Свенсен, 2002; Larsen et al., 1999; Mangerud et al., 2002].

Мощность рельефообразующего ледникового комплекса, включающего сильно гляциодислоцированные морены и водноледниковые образования палеоозера Коми, местами достигает 100 м. При этом имеют место не только мелкие дислокации, но и гляциотектонические структуры, например, структуры гляциотектонического скупивания на п-ове Канин, или скопление гляциокупольных структур в пределах северной части Большеземельской тундры. Отложения лежат на образованиях последней бореальной трансгрессии сулинского (микулинского) межледникового горизонта. Ледниковые отложения, связанные с полярным ледниковым горизонтом, этими исследованиями не установлены. Таковые, возможно, находятся севернее, на территории акватории Баренцева моря (рис. 35).

Однако такая точка зрения не разделяется Ю. А. Лаврушиным, О. Г. Эпштейном, Б. А. Борисовым и другими исследователями [Главнейшие итоги..., 1998; Карта четвертичных..., 2000]. Последние высказываются за два ледниковых комплекса и соответственно за два ледниковых горизонта в верхнем неоплейстоцене на территории данной формации. По их мнению, рельефообразующей является морена последнего ошашковского (поздний валдай) оледенения (ошашковский горизонт). Морена ранневалдайского оледенения (калининский горизонт) также есть и вскрывается в обнажениях на о. Колгуев, на п-ове Канин, и, вероятно, ее следы присутствуют и в обнажении Вастьянский Конь на Нижней Печоре. Южнее палеоозера Коми рельефообразующей является среднеоплейстоценовая морена преимущественно вычегодского (московского) горизонта.

Ледниково-перигляциальная, преимущественно ранне-среднеоплейстоценовая формация Центра

Распространена на территории, ограниченной с юга границей гляциального лимита квартера (рис. 35). Крупные возвышенности и низменности в целом унаследовали черты древних тектонических структур. Однако современный рельеф здесь претерпел значительные изменения под воздействием неоднократных покровных оледенений. По разным оценкам, ледники достигали территории Центра от шести до восьми раз в течение плейстоцена. Преимущественное распространение здесь имеют отложения ранне- и среднеоплейстоценовых оледенений. Они являются и рельефообразующими – ими созданы основные аккумулятивные и эрозионные формы рельефа. Присутствие лессово-почвенных комплексов в разрезе является характерной чертой данной формации.

Сводный разрез ледниково-перигляциальной формации представлен разновозрастными образованиями ледникового и водного ряда (при участии погребенных почв и лессов) (рис. 36, 37).

К *эоплейстоцену* отнесены отложения двух горизонтов: толучеевского (нижнее звено) и криницкого (верхнее звено), ранее не выделявшихся. Они представлены несколькими аллювиальными свитами и распространены на Окско-Донской равнине и в Окско-Москворецкой низине. Аллювий обоих горизонтов отличается в основном по составу фауны мелких млекопитающих, принадлежащих к одесскому и таманскому комплексам, а также по составу фауны моллюсков и палинологическим

данным. Отложения эоплейстоцена в целом имеют обратную намагниченность (ортозона Матуяма) с двумя магнитозонами прямой полярности в дылдинской и ивнягской свитах Окско-Донской равнины, сопоставляемыми с субзонами Харамильо и Кобб Маунтин [Четвертичная..., 1997].

Нижний неоплейстоцен расчленен на шесть горизонтов, некоторые из которых сложно построены и отражают существенные потепления и похолодания (иногда даже оледенения) этого времени. Стратотипическим районом для всех горизонтов нижнего неоплейстоцена (кроме окского) является бассейн Верхнего Дона. В разрезах данной формации в раннем неоплейстоцене отмечаются следы четырех самостоятельных оледенений.

Морена и водно-ледниковые отложения наиболее древнего из них – ликовского изучены только в Подмосковье, видимо, это оледенение не продвигалось южнее. На остальной территории осадки этого времени представлены в основном аллювием с перигляциальными палинологическими комплексами, холодолюбивыми моллюсками и раннетираспольской (по Н. Е. Казанцевой) фауной мелких млекопитающих [Заррина, 1991]. Ликовская толща и аллювий сопоставляются с покровским региональным горизонтом и условно относятся к 18-й кислородно-изотопной стадии [История..., 1998; Шик, 1995].

Следующий ледниковый комплекс достоверно известен в Подмосковье, в басс. р. Сетунь. Сетуньское оледенение распространялось и дальше на юг, возможно до широты г. Липецк на северной окраине Окско-Донской равнины (рис. 35). Морена этого оледенения мощностью в несколько десятков метров распространена фрагментарно. Местами с сетуньским оледенением связано формирование крупных ложбин ледникового выпахивания, к которым в дальнейшем были приурочены обширные озера [История..., 1998]. За пределами сетуньского оледенения одновозрастные осадки представлены аллювием и лессоидными образованиями (ростушский лёсс). Сетуньский ледниковый комплекс сопоставляется со средней частью ильинского горизонта.

Стратиграфически выше расположен ледниковый комплекс донского оледенения, которое было максимальным на Русской равнине (рис. 35). Примерно южнее линии Калуга–Серпухов–Москва–Владимир ледниковые отложения, относимые к донскому горизонту, выходят на поверхность и занимают Мещерскую низину и всю Окско-Донскую равнину вплоть до 52° с. ш. Нижненеоплейстоценовый возраст морены в южной части Окско-Донской равнины подтверждается комплексом методов – палеонтологических, литологических и фациально-стратиграфических. В окраинной области Донского ледникового языка донскому горизонту соответствуют лессовидные суглинки (донской лёсс), залегающие между воронским и ржаксинским педокомплексам (рис. 37). Донской ледниковый горизонт сопоставляют с 12-, 14- или 16-й стадиями кислородно-изотопной шкалы [История..., 1998; Четвертичная..., 1997; Шик, 1992].

Самый «верхний» ледниковый комплекс относится к окскому горизонту. Граница окского оледенения весьма дискуссионна. По последним данным [Проблемы..., 2001], граница распространения осадков окского ледникового комплекса проводится по линии Рославль–Талдом–Ярославль–Пошехонье. По разным оценкам окский

горизонт сопоставляется с 12-й [История..., 1998], 10-й [Заррина, 1991] или 8-й [Четвертичная..., 1997] стадиями кислородно-изотопной шкалы.

По палеомагнитным данным, все ледниковые комплексы нижнего неоплейстоцена относятся к прямонамагниченной ортозоне Брюнес. Однако в ряде разрезов, вскрывающих отложения донского горизонта [История..., 1998], а иногда и окского [Заррина, 1991], отмечаются микрозоны обратной полярности.

Межледниковые осадки наиболее древнего петропавловского горизонта представлены главным образом аллювием в погребенных речных долинах в области Донского ледникового языка и лессово-почвенными образованиями на водоразделах (зорькинская почва). Во многих разрезах петропавловского горизонта отмечается палеомагнитная инверсия ортозон Брюнес–Матуяма. Смена знака обычно наблюдается в верхней части аллювиальной толщи, содержащей фауну мелких млекопитающих раннетираспольского типа (петропавловский педокомплекс).

Остальные межледниковые отложения, разделяющие вышеописанные ледниковые комплексы, объединяются в два сложнопостроенных горизонта (снизу вверх) – ильинский и мучкапский. Их стратотипы находятся в области донского ледникового языка. Составные разрезы каждого горизонта включают отложения не менее двух теплых эпох, разделенных холодной. Аллювиальные и озерные осадки межледниковых горизонтов содержат характерные палинологические комплексы, остатки семян и диатомовой флоры, а также фауну теплолюбивых моллюсков и мелких млекопитающих. Для ильинского горизонта характерен тираспольский развитый комплекс, а для мучкапского – позднетираспольские формы [Решения..., 1986]. В Верхнем Поднепровье и Поволжье мучкапскому горизонту соответствует рославльская серия.

Субэдральные водораздельные образования межледниковых горизонтов на Окско-Донской равнине представлены ржаксинским лессово-почвенным комплексом (ильинский горизонт) и воронским комплексом (мучкапский горизонт) (рис. 37). Восточнее – на территории Среднего Поволжья и Нижней Камы выделяются только лугово-коричневые (черноземовидные) погребенные почвы. По находкам в них микротериофауны они сопоставляются с ильинским межледниковым горизонтом [Глушанкова, 1998].

Средний неоплейстоцен начинается с лихвинского межледникового горизонта, стратотип которого (важнейшего репера на Русской равнине) всесторонне изучен в естественном обнажении на р. Ока у г. Чекалин Тульской области. Отложения представлены главным образом аллювием и лимнием. В. И. Гричуком по спорово-пыльцевым комплексам и семенной флоре выделено шесть палинологических зон, отражающих изменение растительности в течение этого межледниковья. Диатомовая флора, состав остракод, видовой состав полёвок и леммингов в надлихвинских песках в стратотипе определяют среднее неоплейстоценовый возраст лихвинских отложений.

В лессово-почвенном разрезе как на Окско-Донской равнине (инжавинская почва), так и в басс. Средней Волги и Камы (нижняя нароватовская почва) лихвинский горизонт представлен в основном черноземовидными прерийными и буроземными, а также лугово-лесными почвенными горизонтами (рис. 37). Отложения лихвинско-

го горизонта во многих разрезах образуют сложнопостроенную толщу с двумя климатическими оптимумами (по палинологическим данным и макрофлоре) и обычно сопоставляются или с 11-й, или с тремя – 11-, 10- и 9-й кислородно-изотопными стадиями [Шик, 1995].

Для калужского ледникового горизонта в настоящее время выделить надежные стратотипы не представляется возможным, так как достоверно не установлены собственно ледниковые и водно-ледниковые образования раннего среднелепестового оледенения. К чекалинскому межледниковому горизонту относятся каменная ископаемая почва, орчичский лёсс и роменская почва (рис. 37).

Наиболее изученные разрезы озерно-болотных и аллювиальных отложений этого межледникового горизонта находятся в Подмосковье и смежных районах и вскрыты в основном в естественных обнажениях. Они содержат в спорово-пыльцевых спектрах виды среднелепестового возраста, но имеют специфическую палеоботаническую характеристику, отличающуюся от лихвинской, и датированы оптико-люминесцентным методом Г. И. Хютт 170 и 196 тыс. лет $\pm 15\%$ [Дурыгина, Коноваленко, 1993; Четвертичная..., 1997].

Комплекс ледниковых и водно-ледниковых отложений московского ледникового горизонта широко распространен в пределах данной формации, а ледниковые отложения московского оледенения являются рельефообразующими в северной части площади распространения формации (рис. 35). На севере Окско-Донской равнины и в области Донского ледникового языка московский аллювий слагает надпойменные террасы в басс. Дона и Оки, а восточнее – Средней Волги (ниже г. Нижний Новгород) и Нижней Камы. В субэральных разрезах к московскому горизонту относится железногорский лессово-почвенный комплекс (рис. 37). Для ледниковых осадков московского горизонта получена серия термолюминесцентных дат от 137 до 172 тыс. лет [История..., 1998; Четвертичная..., 1997] по разрезам в Брянской области. Эти данные позволяют надежно сопоставлять московское оледенение с 6-й стадией кислородно-изотопной шкалы.

Верхний неоплейстоцен представлен отложениями двух ледниковых (калининского и ошарского) и двух межледниковых (микулинского и ленинградского) горизонтов.

Микулинские озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения известны в многочисленных естественных обнажениях, обладают ярко выраженной индивидуальной палеоботанической и климатической характеристикой (палинологические, палеокарпологические и диатомологические данные). Для многих разрезов имеются радиоуглеродные запредельные (в том числе более 53 тыс. лет) датировки. По кислородно-изотопной шкале микулинский межледниковый горизонт сопоставляется с началом 5-й стадии (подстадия 5е). Отложения микулинского межледниковья, подобно лихвинским, являются репером при стратиграфическом расчленении квартала для всех регионов России.

В лессово-почвенных разрезах микулинское межледниковье представлено мезинским почвенным комплексом, для которого наиболее характерна салынская почва (в области Донского ледникового языка и на Среднерусской возвышенности). Восточнее, в Среднем Поволжье и на Нижней Каме в это время также происхо-

дило интенсивное почвообразование со сложной структурой почвенного покрова в зависимости от ландшафтной позиции – черноземовидные, лесные оподзоленные, буроземовидные почвы [Глушанкова, 1998]. В долине р. Ока для ископаемых почв оптико-люминесцентным методом получены даты 70–110 тыс. лет [Четвертичная..., 1997].

Вопрос выделения ледникового комплекса калининского горизонта для данной формации по-прежнему является предметом обсуждения. Вопрос о наличии или отсутствии ледниковых отложений калининского горизонта на этой территории имеет многолетнюю историю и зависит от трактовки генезиса отложений, перекрывающих слои микулинского межледниковья [Заррина, 1991; Проблемы..., 2001; Четвертичная..., 1997]. По данным Н. Г. Судаковой и др., покровная морена калининского оледенения установлена в Верхнем Поволжье в районах городов Ржев, Рыбинск, Тутаев в Ростовской низине и Северном Подмоскowie, а пределы его распространения – подножие Клинско-Дмитровской гряды [Проблемы..., 2001]. Термолюминесцентные датировки позволяют определить возраст калининского ледникового горизонта в пределах 80–110, 120 тыс. лет, что соответствует 4-й и частично 5-й стадиям кислородно-изотопной шкалы [Проблемы..., 2001]. По данным С. М. Шика и др., основная площадь региона занята перигляциальным аллювием и озерными отложениями калининского и осташковского возраста [Проблемы..., 2001]. В долинах многих рек калининский аллювий и залегающие в основании микулинские межледниковые отложения образуют II надпойменную террасу.

Ленинградский межледниковый горизонт представлен озерными и аллювиальными отложениями в разрезах речных террас. Климатические условия в это время не были типично межледниковыми, поэтому распознавание этих осадков часто затруднительно. В водораздельных разрезах субаэральной толщи Окско-Донского района ленинградскому горизонту отвечает брянская почва и коррелируемые с ней по времени бурозветные иллювиально-карбонатные почвы в басс. Средней Волги и Нижней Камы. По многочисленным радиоуглеродным датировкам общая продолжительность ленинградского мегаинтерстадиала оценивается от 24 до 50 тыс. лет [Заррина, 1991].

Ледниковые и водно-ледниковые отложения осташковского горизонта занимают незначительную территорию на северо-западе формации. Ими сформированы многочисленные моренные гряды, озы, часто образующие краевые пояса и фиксирующие стадии отступления ледников. Аллювием осташковского горизонтов образована верхняя часть I надпойменной террасы в долинах всех крупных рек и их притоков. В водораздельных разрезах осташковскому горизонту соответствует гололобовский лессово-почвенный комплекс (рис. 37). Осташковский ледниковый горизонт сопоставляется со 2-й стадией кислородно-изотопной шкалы.

Лессово-почвенная внеледниковая формация Юга и Юго-Востока

Расположена южнее границы гляциального лимита донского оледенения, представлена ритмичным чередованием в вертикальном разрезе лессовых пород и ископаемых почв (рис. 35). Характерными для нее являются плащеобразное залегание

образований, большие мощности, значительный возрастной диапазон, охватывающий практически всю четвертичную систему, и отсутствие ледниковых комплексов, так как эта территория в четвертичное время не покрывалась оледенениями. Ископаемые почвы (или педокомплексы) прослеживаются на значительных площадях и служат главными реперными горизонтами (маркерами) при дальних стратиграфических корреляциях.

Гипсометрически лессово-почвенная формация имеет широкий диапазон распространения. Так, у побережья Черного и Азовского морей лессы уходят под уровень моря, распространяясь в пределах мелководья, в Предкавказье они поднимаются до 400–500 м, а на Кавказе до 1000–1500 м абс. высоты [Лессовые..., 1986]. Максимальные мощности ее приурочены к водоразделам Восточного Маныча и Мокрой Буйволы 180–220 м, в районе Ергеней и Кумо-Манычской впадины она достигает 100 м, на западе Терско-Кумской впадины – 70 м, на Общем и Зауральском Сыртах – 45 м. Несмотря на значительные мощности и широкое распространение изучена лессово-почвенная формация недостаточно (рис. 37). Лучше она исследована в Предкавказье и Оренбургском Предуралье, для которых составлены опорные разрезы, являющиеся типовыми для всей лессово-почвенной формации.

Главный опорный разрез для лессово-почвенной формации Предкавказья является меридиональный профиль протяженностью более 100 км и суммарной мощностью около 170 м с известными разрезами у с. Отказное (скв. 1, 18) и горы Буденновская (скв. 2, 4) в Терско-Кумском районе (рис. 37). Он был комплексно изучен разными методами – палеопедологическим, микротериофаунистическим, палинологическим и палеомагнитным [Болиховская, 1995; Величко и др., 2002; Молостовский и др., 2001].

Эоплейстоцен (ортозона обратной полярности Матуяма) представлен мощной толщей (около 40 м) пестроцветных глин с горизонтами красноцветных и болотных почв нижнескифских слоев и первой малкинской почвой.

В *нижнем неоплейстоцене* (ортозона прямой намагниченности Брюнес) выделены две красно-коричневые малкинские ископаемые почвы и разделяющие их три лессовых горизонта общей мощностью до 60 м. Верхний из них мощностью до 45 м – буерлинский лесс, возможный аналог окского горизонта.

Средний неоплейстоцен (ортозона Брюнес) начинается ископаемыми почвами калаусского педокомплекса, состоящего из двух-четырех красно-коричневых почвенных горизонтов. Чограйский лесс мощностью до 20 м отделяет калаусский педокомплекс от вышележащего айгурского, состоящего из двух, реже трех почвенных горизонтов бурого и темно-коричневых тонов мощностью до 16 м. Последний перекрывается зурмутинским лессом мощностью до 32 м, возможным аналогом московского горизонта.

Верхний неоплейстоцен начинается с отказненского педокомплекса, представленного двумя почвенными шоколадно-коричневого или бурого-серого цвета горизонтами, разделенными лессовыми суглинками. Термолюминесцентные датировки из почв (120–130 тыс. лет назад) позволяют коррелировать их с микулинским межледниковым горизонтом. Отказненский педокомплекс маркирует границу среднего и верхнего неоплейстоцена. Зеленокумский лесс мощностью до 48 м, отделяющий

отказненский педокомплекс от вышележащего манычского, представлен двумя-тремя сближенными горизонтами ископаемых почв темно-коричневого цвета с возрастом (по термолюминесцентному методу) 48–51 тыс. лет назад. Завершает разрез верхнего неоплейстоцена прикумский лесс со следами эмбриональных почв мощностью до 50 м.

Второй опорный разрез лессово-почвенной формации – это глиняный карьер, который находится в 15 км к северо-западу от г. Оренбург, на р. Каргалка около с. Подгородняя Покровка в Оренбургском Предуралье и впервые описан В. К. Шкастовой в 1991 г. [Главнейшие..., 1998] (рис. 37). Разрез глиняного карьера Подгородняя Покровка представлен разноцветными палеопочвами и разделяющими их лессовыми породами (силтами) часто тех же оттенков общей мощностью около 50 м. Разрез имеет палеомагнитную, микротериофаунистическую и другие характеристики. Лессово-почвенная формация с размывом перекрывает морские отложения акчагыла (верхний плиоцен).

Эоплейстоцен (ортозона обратной полярности Матуяма) представлен четырьмя почвами буро-коричневых оттенков (дновской, дубовской, бердянской и подгороднепокровской), разделенными красновато-коричневыми силтами мощностью около 15 м. Все почвы, кроме подгороднепокровской, отнесены к эоплейстоцену (в настоящее время решается вопрос о совмещении границы эоплейстоцена и неоплейстоцена с границей инверсии Матуяма–Брюнес). Подгороднепокровская почва является маркирующей, стратиграфическое положение которой определяется по фауне мелких млекопитающих переходного от таманского к тираспольскому комплексу, и контролируется палеомагнитной инверсией Матуяма–Брюнес, зафиксированной в вышележащих суглинках.

Неоплейстоцен (ортозона прямой полярности Брюнес) включает десять ископаемых почв (педокомплексов) и разделяющих их лессовых горизонтов общей мощностью около 40 м (рис. 37). Граница нижнего и среднего неоплейстоцена проходит по подошве оренбургской почвы, а среднего и верхнего неоплейстоцена – по подошве предуральского педокомплекса, который включает в себя две сближенные почвы: нижнюю буро-черную черноотрожскую и верхнюю красновато-коричневую пьяненскую. Они разделены маломощным лессовидным суглинком. Стратиграфическое положение черноотрожской почвы, соответствующее микулинскому времени, определяется по фауне мелких млекопитающих.

При корреляции лессово-почвенной формации с ледниково-перигляциальной можно наметить несколько реперных горизонтов. На уровне петропавловского горизонта это зорькинская, подгороднепокровская и 1-я малкинская почвы, в кровле которых фиксируется граница инверсии Матуяма–Брюнес (граница? эоплейстоцена и неоплейстоцена); на уровне лихвинского горизонта – каменная и инжавинская, нижняя нароватовская, шашкинская, чичеренская, оренбургская, калаусская почвы и педокомплексы (граница нижнего и среднего неоплейстоцена); на уровне микулинского горизонта – салынская, елизаветинская, березняковская, тузан-шемякинская, черноотрожская, отказненская почвы и педокомплексы (граница среднего и верхнего неоплейстоцена). Особенно четко коррелируются лессово-почвенные комплексы на уровне осташковского горизонта (рис. 37).

Морская, преимущественно поздненеоплейстоцен-голоценовая формация Каспийского и Черного морей

Распространена во внеледниковой экстратерралиальной области (рис. 35). Образование ее связано с последовательным чередованием в течение всего квартала крупных трансгрессивно-регрессивных циклов, что и определило специфический тип разреза.

Морская формация Каспийского моря занимает обширные территории Дагестана, Калмыкии, Нижнего Поволжья и Маныча, частично Волго-Уральского междуречья. Характерными для нее являются нормальная последовательность залегания, полнота и разнообразие фациального строения разреза, разнообразие флоры и фауны в отложениях, позволяющие дробно их стратифицировать и проводить дальние корреляции, повышенная мощность в условиях устойчивого опускания и маломощные аккумулятивные покровы с преобладанием грубых прибрежных осадков в морских фациях и лестницы морских террас, развитые вдоль кавказского побережья. Наряду с морскими разновозрастными отложениями присутствуют дельтовые, озерные, аллювиальные и другие генетические типы.

Эоплейстоцен. Апшерон в ранге надгоризонта объединяет четыре морских горизонта: новоказанковский, цубукский, сероглазовский, замьянский (рис. 36). Апшеронские морские отложения распространены на всей территории Прикаспийской низменности, Восточного Предкавказья, Общего Сырта. Мощность отложений – от десятков до 400 м, а в Астраханском своде до 745 м, в южных районах Восточного Предкавказья до 900 м, а в компенсационных мульдах до 2 тыс. м. Они залегают согласно, реже с размывом, в основном на породах акчагыльского возраста, а в отдельных пунктах – на более древних – от миоценовых до пермских и почти везде перекрыты неоплейстоценовыми образованиями. Сложены глинами, алевролитами, алевролитами, песками, мергелями, известняками-ракушечниками. Охарактеризованы фауной моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми комплексами. В целом имеют обратную намагниченность (ортозона Матуяма) с двумя субзонами прямой полярности в верхних частях цубукского и сероглазовского горизонтов [Решение..., 1986].

Нижний неоплейстоцен подразделен на два горизонта – тюркянский и бакинский с нижебакинским и верхнебакинским подгоризонтами. Отложения, относящиеся к тюркянскому горизонту, выделены в Прикаспийской и Терско-Кумской равнинах, в Астрахано-Калмыцком Прикаспии и на Терсо-Кумском междуречье, где вскрыты многочисленными скважинами. Они распространены локально и приурочены к линейно вытянутым древним понижениям в рельефе. Отложения с размывом залегают на морском апшероне и перекрываются морскими бакинскими образованиями. Представлены переслаиванием глинисто-песчаных, песчаных и глинистых пачек с растительными остатками, наземной малакофауной и пресноводными остракодами. Мощность до 74 м.

Бакинский горизонт подразделяется на подгоризонты, как правило, только в обнажениях. Нижебакинский подгоризонт состоит из нижебакинских морских, грачевских лиманных и шабинирских аллювиальных отложений; верхнебакинский

подгоризонт – из верхнебакинских морских, волгоградских аллювиально-морских и федоровских аллювиальных отложений. Отложения бакинской трансгрессии широко развиты в Прикаспийской низменности, Маныче, на западном побережье Каспия; вдоль восточного склона Ергеней проходит береговая линия бакинского моря (рис. 35). Мощность отложений от нескольких до 100 м, в долине Маныча до 60 м. Они с размывом залегают на морских апшеронских образованиях и перекрываются среднелепестовыми. Представлены глинами, алевроитами, с мелкими прослоями песков с моллюсками, остракодами и спорово-пыльцевыми комплексами. По периферии распространения – пески, гравий, галечники с пресноводной фауной. В отложениях установлена прямая намагниченность (ортозона Брюнес). Возраст пород, по данным трекового анализа, около 0,6 млн лет, по ТЛ анализу 378–480 тыс. лет.

Средний неоплейстоцен включает в себя два горизонта: сингильский и хазарский, ту часть, которая сопоставляется с нижнехазарским подгоризонтом. Сингильские озерно-аллювиальные отложения подстилаются морскими бакинскими и перекрываются нижнехазарскими образованиями. Они выходят на поверхность вдоль правого берега Волги (лектостратотип – разрезы у Райгорода и Никольского, южнее Волгограда, описаны В. К. Шкатовой (1973) [Решение..., 1986], и вскрыты бурением. Мощность сингильских отложений не превышает 10–15 м. Отложения охарактеризованы пресноводной малакофауной, остракодами, энтомофауной, палинологическими спектрами, семенной сингильской флорой, сингильской териофауной и фауной крупных млекопитающих.

Нижнехазарский подгоризонт включает нижнехазарский мариний, волжский марино-аллювий и замьянский аллювий с черноморским педокомплексом в кровле (лектостратотипы – разрезы у Копановки, Никольского, Н. Займища и Черного Яра) [Решение..., 1986]. Отложения нижнехазарского подгоризонта залегают на бакинских, реже на более древних. Мощность отложений изменяется от первых метров на Кавказских террасах и в Северном Прикаспии до несколько сот метров в Терско-Кумской впадине; максимальные мощности до 600 м отмечаются в Куринской депрессии. По периферии горных структур Кавказа отложения нижнехазарского подгоризонта дислоцированы, подняты на различную высоту и слагают маломощный разорванный чехол морских террас на абсолютных отметках от 160 до 105 м высотой. В нижнехазарских отложениях установлены разнообразные комплексы остракод, фораминифер, малакофауны, крупных и мелких (хазарский или волжский) млекопитающих, спорово-пыльцевые комплексы. Отложения имеют прямую полярность (Брюнес) и одну-две субзоны обратной полярности и датированы с использованием торий-уранового, термолюминесцентного и электронного парамагнитного резонанса более 300 и 250, 148–177 и 142–108 тыс. лет назад соответственно [Шкатова, Арсланов, 2004; Shlukov et al., 1999].

В *верхнем неоплейстоцене* выделены снизу вверх: верхнехазарский подгоризонт (верхняя часть хазарского горизонта), терешкинский, енотаевский и сарпинский горизонты. Последние три горизонта объединены в хвалынский надгоризонт (рис. 36).

Верхнехазарский подгоризонт включает в себя верхнехазарский мариний, цаган-аманский мариноаллювий и никольский аллювий (лектостратотипы описаны В. К. Шкатовой в 1973 г. у Сероглазки, Копановки-Цаган-Амана, Никольского) [Решение..., 1986]. Отложения верхнехазарского подгоризонта в Прикаспии залегают на размытой поверхности нижнего хазара и перекрыты более молодыми отложениями. Перед верхнехазарской трансгрессией имела место крупная регрессия черноморская (астраханская) на абсолютных отметках около –90 м от современного уровня [Безродных и др., 2004]. Верхнехазарские отложения вскрываются, как правило, в скважинах, а вдоль долины Волги образуют сплошные видимые разрезы. На остальной территории имеют весьма ограниченное распространение. Мощность отложений меняется в пределах 12 м. Из верхнехазарских отложений определен богатый верхнехазарский оритокомплекс с солоноватоводными и теплолюбивыми пресноводными моллюсками; в них установлен «никольский» териокомплекс мелких и крупных млекопитающих, более молодой, чем известная хазарская (волжская) фауна [Барышников, Шкатова, Шадрухин, 1991; Решение..., 1986]. Выделены палинокомплексы с несколькими фазами изменения растительности и климата.

В целом отложения верхнехазарского бассейна датированы торий-урановым, термолюминесцентным и электронным парамагнитным резонансом методами – 122–91, 127(130)–89 и 108–85 тыс. лет назад соответственно, а также датированы трансгрессивные 127(130)–122 и регрессивные 117–114 до 89–85 тыс. лет назад его фазы [Шкатова, Арсланов, 2004]. По палеомагнитным данным, на фоне прямомагнитной ортозоны Брюнес выделена обратная двойная субзона Сероглазка, датированная 117–89 тыс. лет назад и идентифицированная с субзоной Блейк [Барышников и др., 1991; Главнейшие итоги..., 1998; Дополнения..., 2000; Дорофеева и др., 1996; Шкатова, Арсланов, 2004]. Это позволило сопоставить трансгрессивную фазу позднехазарского бассейна с термическим оптимумом позднего плейстоцена подстадий 5e кислородно-изотопной океанической шкалы (микулинским, эмским межледниковьем), а регрессивную фазу – с холодными климатическими условиями подстадий 5d–a кислородно-изотопной океанической шкалы (с ранним валдаем или зовалдаем по Ю. А. Лаврушину). Для трансгрессивной фазы получены количественные характеристики палеотемпературы 21–22 °C, что на 2–3 °C теплее современной; палеосолености 8–10 ‰ и изотопного состава кислорода, который весной и летом был на 2–3 ‰ легче современного в Северном Каспии. Начало регрессивной фазы совпал с подстадией 5d и обратномагнитической субзоной Сероглазка (Блейк). Палеотемпература в это время понизилась на 5–6 °C, возросли сезонные вариации солености и доля изотопно «облегченных» вод по сравнению с собственно морскими трансгрессивной фазы. Палеоклимат в трансгрессивную фазу позднехазарского бассейна был очень теплым и влажным летом, а в регрессивную более сухим и холодным [Главнейшие..., 1998; Дорофеева и др., 1996; Шкатова, Арсланов, 2004].

Хвалынский надгоризонт начинается (снизу) с континентальных ательских отложений (лектостратотип – пос. Райгород). По составу это лессовидные суглинки с ахтубинскими песками в основании и со следами погребенных почв в кровле и мощными криотурбациями в подошве, мощность их до 15 м. Они охарактеризованы наземными и пресноводными моллюсками, многочисленными костными остатками

верхнепалеолитического фаунистического комплекса и спорово-пыльцевыми спектрами степного типа. Из ательских отложений известна мустьерская стоянка палеолитического человека (Н. К. Верещагин, А. Д. Колбутов, 1957). Они имеют термолюминесцентные датировки в интервале 80–28 тыс. лет [Shlukov a.o., 1999]. В них обнаружена аномальная намагниченность – ательская, условно сопоставляемая с открытым недавно Норвежско-Гренландским экскурсом Стрейт, возраст которого оценивается в 60–80 тыс. лет назад. Для морской каспийской формации это важный стратиграфический репер между верхнехазарским и нижнехвалынским морскими горизонтами. Возрастные и генетические аналоги ательских отложений отмечаются и на других каспийских побережьях, где они представлены грубообломочным аллювием, пролювием и склоновыми образованиями, вскрываемыми современными речными долинами. В целом ательские отложения и их аналоги отвечают весьма длительному континентальному этапу развития каспийских побережий и глубокой (до –70 м от современного уровня) ательской регрессии Каспия [Безродных и др., 2004].

В хвалынский надгоризонт включены ниже- и верхнехвалынские морские отложения, коррелятные терешкинскому и енотаевско-сарпинскому горизонтам соответственно. Между ними установлена енотаевская регрессия, когда уровень моря падал до минус 20 м (от современного уровня) [Безродных и др., 2004]. Ниже- и верхнехвалынские морские отложения залегают прямо на поверхности, слагают обширные пространства в Северном Прикаспии и Терско-Кумской низменности на абс. отметках до +45–50 м (граница максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии) и образуют лестницу средних и нижних террас в предгорьях Кавказа. Хорошо сохранившиеся береговые линии хвалынского моря позволяют четко оконтуривать распространение хвалынских образований (рис. 35). При этом морские осадки, залегающие выше абсолютной отметки 0 м, относятся к нижнехвалынским, а ниже к верхнехвалынским. Хвалынские морские образования залегают с размывом на нижележащих хазарских, ательских, реже более древних отложениях. На большей части территории они представлены песками и супесями с тонкими прослоями шоколадных и голубых глин. Близ береговой линии появляются галечники, на водоразделе Маныча и Кумы отложения характеризуются пестрым литологическим составом: чередованием серых песков, суглинков с присыпками гипса и карбонатными стяжениями. Пески значительно переработаны эоловыми процессами. Мощность отложений до 30 м.

Дельтовые отложения ранне- и позднехвалынской трансгрессий преобладают вдоль долины Волги и ее притоков, р. Кума и других рек. Дельтовыми верхнехвалынскими отложениями (бугровой толщей) сложены характерные формы рельефа, названные здесь бэзовскими буграми. Для всех бэзовских бугров характерны однообразие формы и упорядоченность ориентировки, которая, как было замечено многими исследователями, начиная с К. М. Бэра, близка к широтной. Бугры образуют несколько крупных полей, которые располагаются на северо-западе, севере и северо-востоке Прикаспийской низменности. Самая большая бугровая зона на территории России приходится на дельту Волги, Калмыкию и продолжается она по берегу Каспия до устья Терека. Большинство исследователей считает, что бугровая зона простиралась от Закаспия до подножия Ергеней (М. Г. Гросвальд, 1999), дальше на запад.

Отложения хвалынского надгоризонта являются наиболее диагностируемыми и стратифицированными. Это обусловлено характером содержания в них палеонтологических остатков (моллюсков, остракод и т.д.) и четким геоморфологическим положением. Для хвалынских террас (в отличие от более древних уровней) характерна хорошая сохранность и практически их недислоцированность. Палеомагнитное изучение хвалынских отложений показало, что в целом для них характерна прямая полярность с участками аномальной. Достоверно доказано наличие монополярной аномальной зоны (I'едебург) в верхнехвалынских отложениях. До недавнего времени представлялось не совсем ясным временное положение хвалынских отложений, особенно раннехвалынских. Разными методами датирования возраст отложений определялся от 7 (^{14}C) до 76 (ТЛ) тыс. лет назад [Рычагов, 1997; Свиточ и др., 1998; Свиточ, 2002]. В последнее время по материалам бурения в акватории Северного Каспия получена серия новых радиоуглеродных датировок для нижне- верхнехвалынских отложений: 17000 – больше 30 000 лет назад и 9000–16000 лет назад соответственно [Безродных и др., 2004]. Эти данные позволяют соотнести время существования раннехвалынского бассейна со средневалдайским плениглияциалом, т. е. с условиями безледного режима на севере Европейской России, а позднехвалынского – с поздневалдайским оледенением (возможно, со временем его отступления).

Исследования по определению трех основных параметров (температуры, солености и изотопному составу кислорода) показали, что в целом в хвалынском бассейне, особенно в его максимальной фазе, температура воды и соленость были близки к современным. Сравнение значений изотопного состава воды трансгрессивной фазы раннехвалынского и регрессивной фазы позднехазарского бассейнов оказались довольно близкими. Последнее позволяет В. К. Шкатовой с определенной долей уверенности говорить о том, что ледниковые воды с севера Европейской России вряд ли поступали в трансгрессивную фазу раннехвалынского так же, как и позднехвалынского бассейнов [Главнейшие..., 1998; Дорофеева и др., 1996; История..., 1998; Шкатова, Арсланов, 2004].

Голоцен, несмотря на свою непродолжительность (~ 10 тыс. лет), является важнейшим этапом в формировании основных черт современных морей и их побережий. Морские отложения голоценовой новокаспийской трансгрессии повсеместно развиты на побережье Каспия в приморской полосе шириной 30–40 км (рис. 35). Ей предшествовала вторая по величине в позднем неоплейстоцене (после ательской) мангышлакская регрессия, когда уровень моря снижался до абсолютных отметок минус 45 от современного уровня [Безродных и др., 2004]. Новокаспийские отложения побережий достаточно уверенно разделяются на нижние и верхние, слагающие уровенные поверхности на абсолютных отметках около –20–(–23) и –24–(–26) м. Они залегают на хвалынских отложениях и представлены буро-серыми тонкозернистыми глинистыми песками с линзами ракушняка, состоящего из раковин моллюсков. Отложения охарактеризованы многочисленной малакофауной и остракодами. Мощность их достигает 10 м. Установлено, что новокаспийские образования отлагались в интервале от 0 до около 7000 лет назад, мангышлакская регрессия длилась от 7000 до 9000 лет назад [Безродных и др., 2004]. Палеомагнитное изучение этих отложений показало неоднородность магнитного поля в голоцене. По крайней мере

два раза на фоне прямой полярности (Брюнес) происходили геомагнитные инверсии. Одна датирована радиоуглеродным и электронным парамагнитным резонансным методами по археологическим объектам в диапазоне 2,5–3,0 тыс. лет назад (возможный аналог Этрурия), вторая имеет возраст 5,5–6,0 тыс. лет назад, названа Жекалган (возможный аналог Соловков) [Дополнения..., 2000].

Разнообразны голоценовые континентальные образования побережий. Вдоль древних береговых линий новокаспийских трансгрессий располагаются дельтовые образования, которые переходят вверх по течению Волги и других рек в пойменные. Мощность пойменных образований Волго-Ахтубинской поймы достигает 50 м. В озерных депрессиях вдоль побережья Каспия развиты сильно засоленные илистые озерно-аллювиальные образования мощностью 3–5 м. Озерные и озерно-аллювиальные образования пестрого литологического состава приурочены к межбугровым понижениям (ильменям) к зонам разлива паводковых вод западнее и восточнее дельты Волги, Терека, вдоль сухого русла Кумы, мощность их 3–5 м. По новокаспийским морским пескам широко развиты золотые образования. Особенно значительное их развитие имеется на правобережье Волги, Терско-Кумском междуречье и др., мощность песков до 20 м.

Морская формация Черного моря на территории европейской части России занимает ограниченные площади – это Таманский полуостров, узкие полосы черноморского и азовского побережий (рис. 35). Четвертичный период в истории развития Черного моря наименее ясен, а его стратиграфия до сих пор еще слабо разработана (отсутствует региональная схема) (рис. 36). В общих чертах четвертичный разрез черноморской морской формации представляет следующую последовательность залегания отложений: гурийские (апшеронские), чаудинские, древнеэвксинские, узунларские, карангатские, новозэвксинские и черноморские [Главнейшие..., 1998; Динамика..., 2002; Свиточ и др., 1998; Свиточ, 2002; Четвертичная..., 1997].

К *эоплейстоцену* предположительно относятся конгломераты и пески прибрежного и дельтового типа разрезов Таманского п-ова (Тузла, Пекла). Гурийский бассейн был замкнутым солоноватоводным с соленостью 10–15 ‰, в котором отмечена эндемичная фауна Каспийского типа [Главнейшие..., 1998; Четвертичная..., 1997]. Нижнеэоплейстоценовые чаудинские отложения распространены практически на всех черноморских побережьях. Они представлены мелководными карбонатными образованиями с обильной разнообразной фауной, состоящей из черноморских эндемиков, пресноводных элементов и средиземноморских моллюсков, а также солоноватоводных и морских бентосных фораминифер и остракод. На кавказском побережье они слагают чехол низкой (50–60 м) чаудинской террасы и обычно представлены грубообломочными прибрежно-морскими образованиями. Чаудинский бассейн был не менее соленым, чем современное Черное море. Уровень моря превышал современный, создавая возможность проникновения в него средиземноморских вод и фауны [Динамика, 2002; Четвертичная..., 1997]. Древнеэвксинские отложения на таманском побережье представлены песками и алевроитами с многочисленными раковинами дидакн, а на кавказском побережье они слагают маломощный покров морских террас (выделяется разное количество террас). По составу это песчано-галечные отложения прибрежной среды. Древнеэвксинский бассейн имел ограниченную

связь со Средиземным морем. Некоторые исследователи относят отложения древне-эвксинского бассейна к лихвинскому межледниковью [Динамика..., 2002; Свиточ и др., 1998; Четвертичная..., 1997].

Средненеоплейстоценовые узунларские отложения установлены на многих черноморских побережьях. Отмечается двучленная стратификация разреза, о чем свидетельствует состав содержащейся в них малакофауны. В нижней части разреза эвригалинная средиземноморская, солоноватоводная и азовско-пресноводная фауна находятся примерно в близких соотношениях, в верхней части средиземноморская фауна резко доминирует. Двучленное строение узунларских отложений отмечается и на кавказском побережье, где они слагают покров (конгломераты, известковистый песок) пшадской и ашейской террас. Узунларский бассейн был полуморским с соленостью, близкой к солености современного Черного моря и уровень его не намного превышал современный. Присутствие теплолюбивых видов пресноводных моллюсков наравне с элементами хазарского комплекса млекопитающих указывает на то, что трансгрессия происходила в теплое время, соответствующее послелихвинскому межледниковью среднего неоплейстоцена.

К *верхнему неоплейстоцену* отнесены карангатские с сочинскими (тарханкутскими) и новоэвксинские отложения. Карангатские отложения распространены в пределах всей черноморской формации. На Таманском п-ове это мелководные песчаные образования с обедненной карангатской малакофауной, отражающие прибрежную обстановку максимума трансгрессии, а на кавказском побережье они слагают аккумулятивные покровы террас [Свиточ и др., 1998; Свиточ, 2002]. Карангатские отложения содержат самую богатую и наиболее полигалинную фауну моллюсков с видами, ныне не обитающими в Черном море. Кроме того, в них обнаружен комплекс бентосных и планктонных фораминифер и нанопланктона, свидетельствующий о высоком уровне моря (8–10 м), наибольшей солености (до 30 ‰) и теплом климате (микулинское, эемское межледниковье). Об этом же свидетельствуют фауна млекопитающих шкурлатовского комплекса, палеомагнитный эпизод Блейк и серия торий-урановых датировок в интервале 70–125 (140) тыс. лет [Динамика..., 2002]. Над-карангатские отложения (тарханкутские, сочинские, сурожские) представлены фациями прибрежных галечников и песков и содержат обильную фауну эвригалинных средиземноморских и каспийских моллюсков с более редкими пресноводными элементами. Важным моментом для диагностики представляется присутствие хвалынских иммигрантов [Свиточ и др., 1998]. Они отражают этап низкого стояния уровня моря и достоверно установлены только на прибрежных участках современной акватории моря на глубинах от –20 м и ниже. Несмотря на сравнительно низкий уровень этого бассейна, по-видимому, он имел двустороннюю связь со Средиземным морем [Динамика..., 2002]. Новоэвксинские отложения известны только на шельфе Черного моря, на глубине от 30 м и ниже (береговая линия установлена на глубине около 80 м). Они содержат очень обедненный комплекс солоноватоводных моллюсков (без дидакн) [Динамика..., 2002]. Это отражает условия изолированного полупресноводного бассейна с соленостью не выше 5–6 ‰ и сбросом вод в Мраморное море, а оттуда в Средиземное. В эпоху наибольшего снижения его уровень достигал –90–110 м [Динамика..., 2002; Четвертичная..., 1997].

Морские отложения *голоценовой* (черноморской, фландрской) трансгрессии Черного моря повсеместно распространены среди донных осадков акватории моря, а на побережье образуют уровни одной-двух самых низких террас: около 6000–3800 лет назад, высотой 3–5 м, известная под названием древнечерноморской, с наиболее богатой голоценовой фауной моллюсков и 3500–3000 лет назад – новочерноморской. Представлены весьма разнообразно – от песков и галечников пляжа, ракушняка мелководий шельфа, илов лагун до зараженных сероводородом глубоководных глин. Массовое датирование голоценовых отложений Черного моря показывает, что хронологический объем их располагается в интервале от 7–8 тыс. лет и моложе. Максимальная трансгрессия происходила около 3,5 тыс. лет назад, когда уровень моря поднимался на 18 м выше современного и поступала большая масса тяжелых соленых средиземноморских вод, богатых сульфатами, что привело к затруднению вертикального водообмена и образованию мощного слоя сероводородного заражения черноморской котловины [Николаев, 1995].

Черное море было проточным, сточным и бессточным на разных временных отрезках квартера. В трансгрессивные эпохи площадь Черного моря увеличивалась незначительно, а уровень моря превышал современный на несколько метров. Понижения уровня моря во время регрессий в 10–15 раз превышал его подъем при трансгрессиях, а в целом размах колебаний за квартал составлял 100 м. Высота трансгрессий контролировалась положением порога Босфора и уровнем Средиземного моря. Каспий большую часть четвертичного периода был бессточным бассейном. Только иногда и в короткие отрезки времени возникал односторонний сток по Манычу в Азовское и Черное моря. В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась более чем в два раза, а уровень повышался до +50 м абс. отметок (почти на 80 м), во время регрессий опускался до –50 м абс. отметок, т. е. размах колебаний Каспия в четвертичное время превышал 100 м. Максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча.

Гравитационная и ледниковая (горная) формация Кавказа

В пределах России охватывает южный склон Западного Кавказа, северный склон Кавказа на всем протяжении Большого Кавказского хребта и его предгорья, а также Минераловодскую и Дагестанскую равнины. К российской части Кавказа относятся и основные вулканические центры – Чегемский, Эльбрусский и Казбекский.

Кавказ и его предгорья являются уникальной областью, где на небольшом пространстве присутствуют все генетические типы четвертичных отложений – от морских черноморского и каспийского побережий с их асинхронными по времени трансгрессивно-регрессивными уровнями, о которых сказано выше, до вулканогенных и ледниковых в высокогорных зонах Центрального и Восточного Кавказа. Аллювиальные комплексы террас в басс. Кубани и Терека, а также террасовый аллювий многочисленных малых рек Западного Кавказа и северного склона Центрального и Восточного Кавказа, совершенно несопоставимы по возрасту, так как аллювий распространен фрагментарно и не содержит палеонтологических остатков.

Отличительной особенностью четвертичной толщи в Кавказском регионе являются значительный разброс мощности осадков – от полного их отсутствия на кру-

тых скальных склонах, составляющих большую площадь в пределах высокогорья, до 300–450 м в экзарационных переуглубленных речных долинах, достигающих 1000–1500 м в зонах погружений.

Ледниковые эпохи на Кавказе в течение четвертичного периода в высокогорье отражены в виде ледниковых образований главным образом поздненеоплейстоценового возраста. Самым мощным на Северном Кавказе считается среднеоплейстоценовое оледенение, но сохранность морен этого возраста, а тем более еще более древних, вызывает большие сомнения.

Более или менее достоверными ледниковыми образованиями среднеоплейстоценового возраста могут считаться остатки морен в виде крупных глыб, сохранившиеся на значительном удалении от дистальных частей позднеоплейстоценовых трогов. Не исключено, что глыбы и валунный материал этого происхождения рассеян по Осетинской равнине, склонам и перевалам Терского и Сунженского хребтов, а также включен в виде валунных пластов в отложения террас и аллювиально-флювиогляциальных толщ. Позднеоплейстоценовые ледники (несколько фаз) распространялись из высокогорных областей питания по долинам на многие десятки километров и в областях накопления отложения их достигали от 700–900 и до 1300 м [Черных, 1995]. По сохранности ледниковых форм и образований выделяются две главные фазы оледенения гор Кавказа в позднем неоплейстоцене. При этом конечные и боковые морены ранней фазы часто размыты, а в трогах сохранились флювиогляциальные и пролювиально-селевые осадки.

Вулканогенные отложения на Кавказе по площади распространения тесно связаны с ледниковыми центрами в высокогорье. Наиболее древние переотложенные продукты вулканических извержений по возрасту относятся к концу верхнего плиоцена–эоплейстоцену (свита рухс-дзуар), распространены на территориях Кабардинской, Осетинской, частично Чечемской равнин и в области Терско-Сунженских хребтов. Эоплейстоценовые туфы и лавы, а также продукты их разрушения известны на Чегемском вулканическом нагорье (возраст по трекам 1,8–2,2 млн лет). Из центров образования вулканогенных пород (Казбекский, Эльбрусский и Чегемский) лавовые потоки спускались по долинам. Стратиграфические границы образования лав чаще всего не подтверждены конкретными данными. Поэтому возраст вулканогенных пород условно отнесен к различным звеньям неоплейстоцена в зависимости от высотного положения.

Для лакколлитов Пятигорья (Минераловодская равнина) характерно обширное распространение фонтанальных (источниковых) отложений – травертинов или известковых туфов. Эти породы образуют несколько уровней, в них известны находки фауны крупных млекопитающих и датировки абсолютного возраста. Судя по этим данным, травертины образовывались, начиная с эоплейстоцена и в течение всего неоплейстоцена. Осаждение травертинов отмечается и в настоящее время. Мощность натечных образований от 5–6 до 60–80 м, распространения до 2 км².

Как упоминалось выше, в долинах кавказских рек насчитывается до восемнадцати уровней надпойменных террас, но стратиграфическое расчленение их аллювия, отнесение к той или иной палеоклиматической эпохе весьма условны. Также неопределенно сопоставление по возрасту террас в различных долинах. Это же от-

носится и к склоновым отложениям, которые расчленяются на генетические группы в зависимости от морфологии рельефа и вещественного состава отложений.

Основные нерешенные вопросы стратиграфии и палеогеографии квартера европейской части России

Часть нерешенных вопросов тесно связана с проблемами Общей стратиграфической шкалы квартера, которые находятся в компетенции Комиссии по четвертичной системе МСК. Эти проблемы требуют скорейшего разрешения, так как являются важными для устранения нерешенных вопросов региональной геологии и поисковосъемочных работ Европейской и всей России.

1. Необходимо принять магнитостратиграфическую и кислородно-изотопную шкалы, которые в последние годы у нас и за рубежом используются в качестве масштабной линейки событийной стратиграфии квартера. Общая магнитостратиграфическая шкала квартера России опубликована в Дополнении к Стратиграфическому кодексу России [Динамика..., 2002] и рекомендована для широкого использования в геологической практике и стратиграфических исследованиях. Общая магнитостратиграфическая шкала квартера России является сводной шкалой, основанной на всей доступной опубликованной мировой магнитостратиграфической информации на тот период времени. Она скоррелирована с одной стороны с Общей стратиграфической шкалой квартера России, с другой – с кислородно-изотопной шкалой.

2. Принять границу зо- и неоплейстоцена, совмещенную с положением границы Матуяма–Брюнес Общей магнитостратиграфической шкалы квартера России, что полностью соответствует границе нижнего и среднего плейстоцена (по МКС) в разрезе Средиземноморья и границе в магнитостратиграфической шкале Берггрена. Возрастная позиция этой границы, согласно данным по датированию аргон-аргоновым (^{40}Ar – ^{39}Ar) методом, определяется в 780 тыс. лет. Для квартера данный изохронный уровень является самым надежным реперным уровнем, позволяющим проводить глобальные корреляции событий на суше и в океане.

Эта граница фиксирует переход от межледниковья к холодному интервалу. Корреляция этой границы со стадиями кислородно-изотопной шкалы пока не однозначна. Возрастная позиция границы Матуяма–Брюнес, по данным абсолютного датирования аргон-аргоновым методом (^{40}Ar – ^{39}Ar), определяется в 780 тыс. лет, т. е. по возрасту она ближе к подошве 19-й стадии кислородно-изотопной шкалы. Но по детализированной кривой (SPECMAP) по донным отложениям Индийского океана эта граница установлена на уровне 19.1 кислородно-изотопной шкалы, т. е. ближе к кровле 19-й стадии кислородно-изотопной шкалы. Отсюда получается расхождение при корреляции петропавловского горизонта: с теплой 19-й или с холодной 20-й стадиями кислородно-изотопной шкалы.

3. Принять временной интервал микулинского горизонта и его аналогов в объеме подстадии 5e (а не всей 5-й стадии) кислородно-изотопной шкалы. Такой временной объем принимается практически всеми исследователями у нас и за рубежом для климатического оптимума позднего плейстоцена рисс-вюрмского, земского межледниковья. Кроме того, следует выбрать неостратотип микулинского горизонта, так как прежний стратотип оказался недоступным вследствие его уничтожения.

4. Рассмотреть деление эоплейстоцена на три части (звена) аналогично апшеронскому региоярусу Прикаспия, который делится на три подрегиояруса (нижне-, средне- и верхнеапшеронский) и калабрийскому ярусу Средиземноморья, который тоже делится на три подъяруса (сантелиан, эмилиан и сицилиан). Калабрийский ярус, как и эоплейстоцен (если будет принята его граница с неоплейстоценом по границе Матуяма–Брюнес) имеет две датированные границы: нижняя граница между системами неогеновой и четвертичной, датированная в 1,8 млн лет, и верхняя – между нижним и средним плейстоценом (по международной шкале) и между эоплейстоценом и нижним неоплейстоценом (по российской шкале), совмещенная с границей инверсии Матуяма–Брюнес, датированная в 0,780 млн лет. Внутри калабрийского яруса граница между подъярусами сантелианом и эмилианом также датирована в 1,48 млн лет. Остается недатированная граница между эмилианом и сицилианом. Она может быть проведена по кровле субзон Кобб Маунтин или Харамильо. Таким образом, можно иметь три звена в эоплейстоцене с практически датированными их границами.

Вместе с тем для каждой формации есть свои специфические проблемы.

Ледниковая, преимущественно поздненеоплейстоценовая формация Севера и Северо-Запада европейской части России. Отложения эоплейстоцена пока изучены очень слабо, поэтому нужны специальные исследования нижних слоев разрезов в осадках любого генезиса. Практически отсутствуют палеомагнитные исследования, необходимые для установления границы эоплейстоцена и неоплейстоцена. Очень важным представляется поиск и изучение разрезов с целью получения материалов по характеристике морены урьинского горизонта, сопоставляемого с донским в ледниково-перигляциальной формации Центра (максимальным по распространению). В отложениях среднего неоплейстоцена следует обратить внимание на палеонтологическую (фауну мелких млекопитающих) характеристику осадков горкинского межледникового горизонта для более обоснованного выделения двух выше и ниже лежащих ледниковых горизонтов (вологодского и московского). Остро дискуссионным остается вопрос о границах распространения оледенений в позднем неоплейстоцене (подпорожского и осташковского). Важное значение при этом имеют геоморфологические методы изучения поясов краевых ледниковых образований.

Ледниковая, преимущественно средне- поздненеоплейстоценовая формация Северо-Востока европейской части России. Неясным остается вопрос о распространении, возрасте и количестве морских трансгрессий и оледенений. Этот вопрос тесно связан с разногласиями по проблеме генезиса валунных суглинков, составляющих значительную часть разреза данной формации. В качестве основных доказательств морского генезиса валунных суглинков (диамиктонов) сторонники маринистических взглядов приводят следующие аргументы: ярусность рельефа, обусловленная аккумуляцией и абразионной деятельностью морского бассейна (А. И. Попов, Г. И. Гуревич); наличие морской микрофауны и малакофауны (В. И. Белкин, В. С. Зархидзе, И. Д. Данилов и др.), а в последнее время – палеомагнитные данные по скважинам (В. Л. Яхимович, Т. А. Афанасьева и др.). Поэтому основной объем образований четвертичного возраста ледникового генезиса относится этими исследователями к морским и ледово-морским, с удревнением возраста до неогенового и

палеогенового. Последние не учитывают, что вся толща четвертичных отложений испытала значительные гляциотектонические деформации. Это весьма усложнило строение разреза четвертичных образований, привело к нарушению их первичной фациальной последовательности, выклиниванию толщ, а в ряде случаев к удвоению разреза. Поэтому создается впечатление, что у маринистов одни и те же толщи описаны под разными названиями (особенно это заметно на нижней части разрезов колвинской и падимейской свит). Фауна и микрофауна, используемые маринистами для выделения новых толщ, во многих случаях переотложены, и часто эта фауна определяется в явно ледниковых образованиях. Положение осложняется еще тем, что керн скважин, в которых были выделены морские образования, в настоящее время недоступен для ревизии.

И все-таки возможность развития в прибрежных районах северо-восточной формации ледниково-морских и морских образований, формирование которых могло происходить перед этапами оледенений, не исключают и сторонники ледниковой концепции. Поэтому вопрос о пересмотре региональной схемы для территории Северо-Восточной формации, утвержденной еще в 1984 г и ныне официально действующей, вполне актуален.

Ледниково-перигляциальная, преимущественно ранне-среднеплейстоценовая формация Центра европейской части России. В эоплейстоцене необходимо произвести погоризонтное расчленение субэкральных осадков; в нижнем неоплейстоцене – уточнение количества оледенений, их ранга (в частности, ильинский горизонт может быть преобразован в надгоризонт с выделением двух межледниковых и одного ледникового горизонта) и в зависимости от этого изменение количества региональных горизонтов. Необходимо уточнить границу окского оледенения. Для среднего неоплейстоцена по-прежнему актуальна проблема выделения морен первого (раннего) оледенения и границ его распространения. Для обоснования выделения двух ледниковых горизонтов необходимы дальнейшие поиск и изучение разрезов с осадками второго (позднего) среднеплейстоценового межледниковья. Необходимо решение проблемы корреляции и поиск «продолжения» границы раннеплейстоценового (донского) оледенения в Предуралье. В верхнем неоплейстоцене не находит решения проблема калининского оледенения – его ранга и границ распространения. Кроме того, не решен вопрос о ранге (межледниковье или мегаинтерстадиал) потепления между калининским и осташковским оледенениями. При этом представляется, что все эти территориальные неувязки границ и т.д. связаны как с объективными трудностями (неясные условия залегания, плохая сохранность маломощной морены и пр.), так и с недостатком аналитических данных, что ведет к неоднозначной трактовке генезиса отложений и определению их возраста.

Лессово-почвенная внеледниковая формация Юга и Юго-Востока европейской части России. Уточнение корреляции лессово-почвенных комплексов внутри самой формации и с таковыми в ледниково-перигляциальной формации, а также корреляция с ледниковыми горизонтами. Доизучение лессово-почвенных комплексов эоплейстоцена, в частности палеомагнитным методом, и распознавание в них субзоны Олдувей, по кровле которой проводится граница двух систем – квартера и неогена.

Уточнение положения палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес в лессово-почвенных разрезах данной формации и таковой в ледниково-перигляциальной.

При решении проблемы совмещения палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес с границей эо- и неоплейстоцена петропавловский горизонт (включающий зорькинскую ископаемую почву и ее аналоги) будет отнесен к эоплейстоцену (обратно-полярной ортозоне Матуяма). Таким образом, петропавловский горизонт будет реперным уровнем между эо- и неоплейстоценом с комплексом млекопитающих, переходным от таманского к тираспольскому (раннетираспольскому).

В верхнем неоплейстоцене основная проблема связана с объемом микулинского горизонта. Поэтому трассирование в пределах лессово-почвенной внеледниковой формации той или иной почвы и педокомплекса на уровне микулинского горизонта не всегда однозначно.

Морская, преимущественно поздненеоплейстоцен-голоценовая формация Каспийского и Черного морей. Неравномерность изучения четвертичных образований различных районов Каспийского и Черного морей приводит к неоднозначной их корреляции.

Резко различна степень изученности разных групп ископаемой фауны и флоры. Практически только по дидактам и крупным млекопитающим выполняются стратиграфические расчленения. Однако остаются проблемы по ранее выделенному «сингильскому» и новому «никольскому» фаунистическим комплексам. Недостаточно изучены остракоды, фораминиферы, мелкие млекопитающие, споры и пыльца, семенная флора и совсем недостаточно диатомеи и энтомофауна. Плохо изучены погребенные почвы, широко используемые в практике региональных и межрегиональных стратиграфических корреляций.

Не решены вопросы дальних корреляций с ледниковыми районами Русской равнины и Кавказом.

Следует вести работы по дальнейшему накоплению данных по датированию, причем не только для осадков трансгрессий, но и регрессий, что имело бы важное значение для более надежного прогноза высотного положения его уровня в будущем. Необходима дальнейшая отработка методик определения абсолютного возраста четвертичных отложений морской формации с применением новейших технологий (AMS, IRSL и OSL), так как на современном этапе использование результатов датирования разными методами проблематично.

Неоднозначно трактуются вопросы палеогеографии – количества, возраста, периодичности, а также временного диапазона трансгрессивно-регрессивных циклов – связи трансгрессий и регрессий с оледенениями Русской равнины (холодные или теплые трансгрессии). О причинах колебаний Каспия до сих пор нет единого мнения, так же как и о соотношении колебаний уровней Каспия, Черного морей и Мирового океана (о соотношении с кислородно-изотопной шкалой). Помощь в восстановлении палеогеографических условий Каспийской морской формации мог бы оказать изотопно-кислородный метод, первые попытки применения которого дали обнадеживающие результаты.

К важному в научном и практическом отношении и наиболее слабоизученному вопросу относится проблема голоценового этапа Каспия. Без его познания невозмо-

жен научно обоснованный прогноз изменений уровня Каспия в будущем, а также планирование и проведение ряда организационно-технических мероприятий, направленных на уменьшение ущерба, который несут все отрасли народного хозяйства в прибрежной полосе моря в связи с нестабильным его уровнем.

С этой проблемой тесно связана проблема стратификации четвертичных образований дна Каспийского моря, его корреляции с прибрежными районами суши и, возможно, разработка единой для дна и суши стратиграфической схемы квартера.

Гравитационная и ледниковая (горная) формация Кавказа. Фрагментарное расположение отложений квартера и слабая изученность генетически разнородных осадков создают трудности при их корреляции, особенно сложна корреляция террас различных базисов эрозии ледникового и внеледникового питания, протекающих в районах различной тектонической активности. Далека от разрешения и проблема корреляции кавказских аллювиальных террас с морскими, связанных с трансгрессиями и регрессиями Черного и Каспийского морей.

Обращает на себя внимание слабая климатостратиграфическая детализация разрезов. Недостаточная разработанность стратиграфии ледниковых образований, особенно в эоплейстоцене и нижнем неоплейстоцене. Хуже обстоит дело с межледниковыми горизонтами, так как практически отсутствуют конкретные геологические объекты, соответствующие межледниковьям (общий дефект схем горных районов).

Первоочередной проблемой для Кавказа остается составление региональной схемы (погоризонтной). Для этого должны быть продолжены работы по детализации разрезов внутригорных и межгорных впадин, террасовых рядов, обособление разновозрастных ледниковых и вулканогенных накоплений, корреляции должны быть подтверждены результатами палеомагнитного и радиологического исследований. Надежной опорой схемы должна быть Каспийская и Черноморская стратиграфия, имеющая прямое отношение к кавказской горной формации и существенно дополняющая последовательность ее ледниковых комплексов. Однако для кавказской формации необходима своя региональная схема, в основу которой должны быть положены сугубо кавказские ледниковые и межледниковые горизонты.

ИМПАКТНЫЕ СТРУКТУРЫ

За последние десятилетия на земной суше и частично на континентальном шельфе было выявлено около 200 импактных структур, наиболее древние из которых имеют возраст около 2 млрд лет. Большинство таких объектов интенсивно эродировано или же захоронено под толщами осадочных пород, поэтому их выявление достигается лишь при высокой детальности геологических наблюдений, сочетающихся с использованием геофизических данных, бурения и специальных методов исследования вещества горных пород.

Восточно-Европейская платформа является одним из наиболее изученных в геологическом отношении регионов мира, и поэтому не случайно, что на его территории найдено около одной пятой известных к настоящему времени импактных структур, при том что ее площадь составляет лишь около 0,4 площади земной суши (рис. 38, табл. 6). Тектоническая стабильность этого региона обеспечила относительно хорошую сохранность круговых структур, а сравнительно простое геологи-

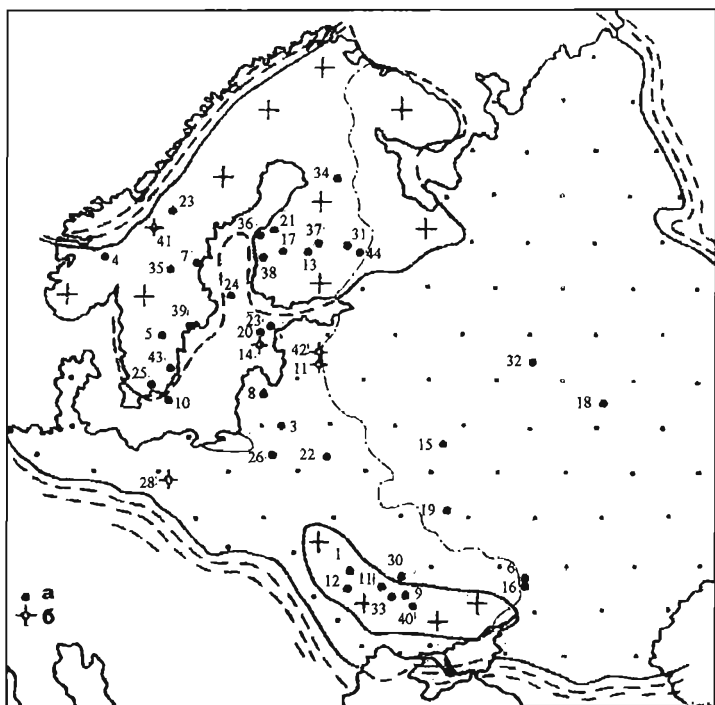


Рис. 38. Импактные структуры (а) и метеоритные кратеры и воронки (б) на территории Восточно-Европейского кратона (табл. 6).

Щиты показаны крестами, плиты — точками, окружающие кратон пояса складчатости — пунктирными линиями

Таблица 6

СПИСОК ИМПАКТНЫХ СТРУКТУР

Номер п.п.	Название	Страна	Координаты		Диаметр, км	Возраст, млн лет
			N	E		
1	Белиловка (Западная)	Украина	49°23'	29°03'	3,2	165±5
2	Болтыш	Украина	48°55'	32°15'	24,0	88±3
3	Вяпрай	Литва	55°05'	24°34'	7,5	60±5
4	Гарднос	Норвегия	60°42'	9°12'	5,0	675±25
5	Гранби	Швеция	58°25'	14°52'	3,0	465
6	Гусев	Россия	48°26'	40°32'	3,0	49,15
7	Деллен	Швеция	61°55'	16°39'	19,0	89,0±2,7
8	Добеле	Латвия	56°35'	23°15'	4,5	290±35
9	Зеленый Гай	Украина	48°04'	32°45'	3,5	80±20
10	Ивар	Швеция	55°45'	16°38'	5,0	230±20
11	Илуметса (группа)	Эстония	57°58'	27°25'	0,08	0,006

Номер п.п.	Название	Страна	Координаты		Диаметр, км	Возраст, млн лет
			N	E		
12	Ильинцы	Украина	49°07'	29°06'	8,0	400
13	Исо-Нааккима	Финляндия	62°11'	27°09'	3,0	1200
14	Н.Каали (группа)	Эстония	58°24'	22°40'	0,1	0,0035
15	Калуга	Россия	54°40'	36°07'	15,0	380
16	Каменск	Россия	48°21'	40°30'	25,0	49,15
17	Кариккоселья	Финляндия	62°13'	25°15'	1,3	380+150
18	Карла	Россия	54°55'	48°02'	10,0	5+1
19	Курск	Россия	51°42'	36°00'	6,0	250±80
20	Кярдла	Эстония	59°01'	22°46'	7,0	455+1
21	Лаппярви	Финляндия	63°10'	23°40'	23,0	71,0
22	Логойск	Беларусь	54°12'	27°48'	15,0	30+5
23	Локне	Швеция	63°00'	14°42'	13,5	455
24	Лумпарн	Финляндия	60°09'	20°07'	12,0	850+350
25	Миен	Швеция	56°25'	14°52'	7	120
26	Мизарай	Литва	54°01'	23°54'	5,0	500+20
27	Мишина Гора	Россия	58°43'	28°03'	2,5	300150
28	Мораско (группа)	Польша	52°30'	16°54'	0,1	0,01
29	Нойгруд	Эстония	59°20'	23°31'	7,0	540
30	Оболонь	Украина	49°39'	32°55'	20,0	169±7
31	Паасселья	Финляндия	62°08'	29°23'	10,0	500+50
32	Пучеж-Катунская	Россия	56°58'	43°43'	80,0	167+3
33	Ротмистровка	Украина	49°11'	31°45'	2,7	120+10
34	Саариярви	Финляндия	65°17'	28°23'	1,8	900+300
35	Сильян	Швеция	61°02'	14°52'	55,0	368+1,1
36	Содерфьарден	Финляндия	63°00'	21°35'	6,0	540
37	Сувавеси	Финляндия	62°41'	28°1'	4,0	270+20
38	Сяяксярви	Финляндия	61°25'	22°23'	5,0	560+12
39	Твёрен	Швеция	58°46'	17°25'	6,0	457
40	Терны	Украина	48°11'	33°32'	11,0	280+10
41	Тор	Швеция	62°30'	12°36'	0,04	0,004
42	Тсёрикмяе	Эстония	58°06'	27°00'	0,04	0,0095
43	Хюммельн	Швеция	57°22'	16°15'	1,2	475+25
44	Янисъярви	Россия	61°58'	30°55'	14,0	700+5

ческое строение облегчает обнаружение и исследование импактных объектов. На Восточно-Европейской платформе модифицированные наложенными процессами импактные структуры (астроблемы) установлены в пределах Русской плиты, на Балтийском и Украинском щитах и на Воронежском массиве. Две структуры (Ивар, Нойгруд) установлены на мелководье Балтийского моря. Среди импактных кратеров на щитах часто встречаются весьма древние, докембрийские, к тому же значительно эродированные, в то время как в пределах плит обычны погребенные структуры и в среднем относительно более молодые, в том числе мезозойские и кайнозойские. Оценка времени образования импактных структур основана на геологических данных или данных изотопных определений (в табл. 6 эти цифры отмечены двумя звездочками). Одна из древних надежно датированных импактных структур на Балтийском щите – Янисъярви – имеет возраст 700 млн лет, хотя некоторые структуры на этой территории могут быть еще древнее. Пять или шесть кратеров датированы серединой ордовика, они образовались в интервале 480–440 млн лет, или, возможно даже одновременно вблизи верхней границы этого интервала. В их числе кратеры Кярдла, Твёрен, Локне, время образования которых оценивается в 455 млн лет. В пределах Русской и Среднеевропейской плит известны самые молодые, антропогеновые, небольшие – до ста метров в диаметре – группы воронок и малых кратеров, иногда содержащие обломки метеоритов (Каали, Мораско и др.).

Оценки удельной плотности, вероятно, сохранившихся импактных структур диаметром более 1 км (с учетом длительности экспозиции территории для метеоритной бомбардировки, а также масштабов поднятий и погружений, которые приводят соответственно к эрозии или захоронению) показывают, что на щитах эта плотность является наиболее высокой (до 55–70 на 10^6 км²), а на плитах, в областях развития осадочных чехлов она примерно в два раза ниже. Однако «коэффициент выявляемости» импактных структур при детальном геологическом исследовании различен для структур разного диаметра. Так, для кратеров диаметром 1–2 км он составляет 0,02, диаметром 2–4 км – 0,1, диаметром 4–8 км – 0,4, при диаметре более 8 км выявляются практически все структуры. Сопоставление оценок числа, вероятно, сохранившихся импактных структур с установленным их количеством на тех или иных территориях свидетельствует о том, что фонд невыявленных объектов, особенно диаметром в первые километры, весьма значителен. Можно ожидать, что на отдельных территориях рассматриваемого региона при более детальном изучении могут быть найдены новые, ранее неизвестные импактные структуры. Большими резервами в этом отношении обладают восточная часть Балтийского щита, глубокие горизонты осадочного разреза Русской и Среднеевропейской плит.

В пределах Восточно-Европейской платформы наибольшей плотностью выявленных импактных структур отличается Украинский щит. Относительно повышенная удельная плотность выявленных импактных структур характерна для южной части Балтийского щита и прилегающей к ней части Русской плиты. Сейчас здесь известно 27 импактных структур с диаметром свыше 1 км. Более половины выявленных структур располагается вблизи границы обнаженной части щита с перекрывающим осадочным покровом, который развит также на дне Балтийского моря и его заливов. Хотя в импактных кратерах, находящихся сейчас в области сплошного разви-

тия кристаллических пород, во многих случаях в составе брекчий встречаются блоки и фрагменты пород из некогда залегавшего здесь осадочного палеозойского покрова (Сильян, Сааксъярви, Лаппаярви и др.), мощность его по сравнению с более южными районами здесь была сравнительно невелика.

Количество импактных структур на единицу площади уменьшается при удалении от упомянутой границы в обе стороны. Это объясняется тем, что кратеры, возникающие на щите, подвергаются интенсивной эрозии (а небольшие по размеру исчезают вообще), в то же время структуры, образовавшиеся на площади плиты, перекрываются мощными толщами осадков и выявляются значительно труднее. В зоне сочленения удельная плотность выявленных структур примерно в семь раз выше, чем на площадях Русской плиты, расположенных южнее и восточнее. Эта полоса вдоль сочленения щита и плиты шириной около 500 км и протяженностью около 1500 км может рассматриваться как своего рода шарнирная зона. Сходная по геологическому строению и повышенной удельной плотности импактных структур шарнирная зона намечается и вдоль юго-западной окраины Канадского щита и его сочленения с прилегающей плитой. Импактные кратеры, группирующиеся в этих зонах, могут рассматриваться как своего рода рои (соответственно Южно-Балтийский и Южно-Канадский). Популяция кратеров в пределах Украинского щита также может быть выделена в качестве отдельного роя, однако в силу незначительных размеров щита приуроченные к нему импактные структуры не образуют вытянутых полос вдоль его границ.

Образование импактных кратеров в геологическом прошлом происходило в разных палеогеографических обстановках, в том числе на акваториях, преимущественно в областях шельфа или неглубокого эпиконтинентального моря, лагун и пр. При этом на бортах кратеров в результате выноса и возвратного движения насыщенных водой обломочных масс возникали радиальные желоба выпавивания. В Пучеж-Катункской структуре заполняющие эти желоба флюидизированные выбросы, сходные с соответствующими выбросами вокруг кратеров типа рампарт на Марсе, наблюдаются в широкой полосе вдоль западного борта. В ряде кратеров внутренние склоны кольцевых валов осложнены последующими террасовидными оползнями, где смещен не только материал выбросов, но и приподнятые породы раздробленного цоколя структур. Такие кратеры сразу же после своего образования заполнялись толщами ресургентных брекчий, возникавших под воздействием обратных волн, переносивших обломки пород. Вверх по разрезу эти ресургентные брекчии сменяются толщами морских осадков, характерных для соответствующей палеогеографической области. К числу импактных структур, возникших в морских условиях, относятся Локне, Кярдла, Калуга, Каменск, Гусев, Твёрен, возможно, и некоторые другие. Проксимальные выбросы брекчий установлены в осадочных толщах только вблизи кратера Калуга.

Импактные события, происходившие на суше или в области очень мелкого моря, имели следствием образование замкнутых озерных бассейнов во впадинах кратеров, где накапливались продукты размыва выступавших в рельефе валов и центральных поднятий, а также импактитов и брекчий внутри кратеров. В таких обстановках происходило заполнение кратеров: Пучеж-Катункского, Болтыш, Вяпрай и некоторых других.

Необходимо отметить, что дистальные выбросы из кратеров, известных на рассматриваемой территории, пока еще не выявлены в коррелятивных импактных событиях слоев осадочных пород. Их обнаружение является специальной задачей и может считаться весьма вероятным, так же как и установление влияния этих событий на локальные и региональные биотические изменения. Как известно, со временем образования Калужского кратера в среднем девоне коррелируется возникновение горизонта наровской брекчии, которая распространена в северо-западной части Русской плиты. В последнее время в этой брекчии обнаружены частицы кварца с ударными деформациями, что позволяет подтвердить правильность такой корреляции [Masaitis, 1999].

Внутри большинства выявленных структур в той или иной степени сохранились преобразованные при импактном событии местные породы и возникшие за их счет перемещенные брекчии и импактиты. Это с одной стороны автохтонные или параавтохтонные брекчии цоколя импактных кратеров, которые во многих случаях прослежены скважинами или же выступают на поверхности. Брекчии чаще всего мономиктовые, они характеризуются различными петрографическими признаками ударных преобразований пород и минералов и выстилают истинное дно импактных структур, а также образуют центральные поднятия сложных кратеров, имеющих диаметр более 3–4 км. В Пучеж-Катунском кратере параавтохтонные брекчии центрального поднятия, сложенного кристаллическими породами фундамента Русской плиты, были разбурены на глубину свыше 5,3 км Воротиловской глубокой скважиной. При этом было установлено постепенное затухание на глубину ударных эффектов в породах и минералах, явлений дислокационного метаморфизма, а также уменьшение числа инъекций импактного расплава в нижней части вскрытого разреза. Кроме этого, в породах центрального поднятия, подвергшихся интенсивным сдвиговым напряжениям в стадию ранней модификации кратера, были выявлены признаки интенсивного постударного термального метаморфизма и бластеза, а также последующих гидротермальных изменений, обусловленных циркуляцией подземных вод в толщах нагретых пород.

Наиболее мощные (от первых десятков до нескольких сот метров, или даже до 1,8 км, как в Пучеж-Катунском кратере) толщи аллогенных брекчий и импактитов установлены в наиболее крупных структурах. Эти брекчии обычно полимиктовые, содержащие обломки и глыбы пород с отчетливо выраженными признаками ударных преобразований, иногда с частицами импактных стекол. Импактиты, представляющие собой продукты плавления и застывания местных пород (они близки или тождественны им по валовому химическому составу), образуют линзы, пласты, неправильные тела в массе брекчий или же выстилают брекчированное дно кратеров. Массивные импактиты (тагамиты и др.) напоминают лавы, продукты распыления расплава, и перемешивание его с литоидными обломками (зювиты) сходно по внешнему облику с туфами. Те и другие содержат обломки ударно-метаморфизованных пород и их минералов, а также новообразованные гипербарические фазы – коэсит, стишовит и поликристаллические импактные алмазы. Последние обнаружены в импактитах кратеров, которые возникли в породах мишени, содержавших графит, преобразованный затем в алмаз под воздействием ударного сжатия.

Возникновение больших масс импактного расплава более характерно для случаев образования кратеров в кристаллических мишенях на щитах, в том числе при малой мощности осадочного покрова. Характерными примерами можно считать структуры Болтыш, Ильинцы, Белиловка, Логойск, Янисъяр, Деллен, Г'арднос и некоторые др. С увеличением энергии импактного события вероятность возникновения больших масс расплава увеличивается, даже если мощность осадочных толщ достигает первых километров. Такова, в частности, Пучеж-Катунская структура, где эта мощность составляла около 2 км, а объем возникшего расплава тем не менее оценивается в первые десятки кубических километров.

Важным признаком импактного происхождения рассматриваемых структур является присутствие в импактитах распыленного вещества ударивших космических тел. Геохимические исследования импактитов обнаруживают повышенные по сравнению с исходными породами мишени содержания иридия, осмия, никеля, кобальта и некоторых других элементов, характерных для метеоритов. Такие геохимические метки установлены в импактитах кратеров Болтыш, Пучеж-Катунская, Каменская, структур Деллен, Лаппаярви и ряда др.

Ассоциирующие с импактными структурами (астроблемами) скопления минерального сырья могут быть разделены на прогенетические, сингенетические и эпигенетические. К первым относятся залежи руд и минералов, существовавшие в месте удара, но преобразованные при импактном событии в результате дробления, перемещения и пр. К их числу относятся, например, железные и урановые руды Терновской астроблемы. Сингенетическими, образовавшимися в момент возникновения самих кратеров, являются месторождения и проявления алмазов в импактитах ряда импактных кратеров (Белиловская, Ильинецкая, Терновская, Пучеж-Катунская структуры, кратер Лаппаярви и др.). К эпигенетическим месторождениям минерального сырья могут быть отнесены гидротермальные сульфидные руды в аллогенных брекчиях кратера Сильян, горючие сланцы отложений кратерных озер в Болтышской и некоторых других структурах, проявления цеолитов в Болтышской и Пучеж-Катунской структурах. Гидротермальная деятельность в этих случаях обусловлена циркуляцией подземных вод в нагретых ударом толщах пород. Импактиты и импактные брекчии нередко используются в качестве строительных материалов, а также при производстве цемента. Кратерные структуры иногда являются специфическими гидрогеологическими массивами, являющимися источниками пресных и минерализованных вод. Глубоко захороненные толщи пористых брекчий Калужского кратера в свое время предполагалось использовать в качестве подземного газохранилища.

Выявление древних импактных круговых структур, их идентификация, определение внутреннего строения и состава развитых в них пород, а также возможных перспектив на те или иные виды полезных ископаемых — одна из важных задач геологической съемки и составления геологических карт, особенно в пределах недостаточно исследованных частей Русской плиты и Балтийского щита.

История геологического развития региона охватывает огромный интервал времени от 3,8 млрд лет до настоящего времени. За этот период сформировалась современная земная кора со всем разнообразием слагающих ее геологических формаций. Территория ВЕП и обрамляющих ее подвижных областей составляет около 1/4 площади бывшего СССР, а по степени изученности превосходит все другие регионы. Поэтому выводы, вытекающие из рассмотрения геологической истории подобного региона, имеют более широкое значение. Они, как кажется авторам, позволяют выявить некоторые общие закономерности развития Земли, а также направленное и необратимое изменение во времени характера большинства геологических процессов.

В докембрийской истории геологического развития ВЕП можно выделить четыре крупных этапа длительностью в 800–1000 млн лет. Каждый этап заканчивается значительно более коротким (50–100 млн лет) периодом интенсивной складчатости, метаморфизма и магматизма (орогенная стадия), после которого происходит коренное изменение стиля тектонического развития платформы с перестройкой состава и строения консолидированной земной коры. Однако анализ многочисленных изохронных U-Pb датировок докембрия Украины, Воронежского кристаллического массива и Балтийского щита свидетельствует, что близкие по структурно-вещественным признакам формационные комплексы могут иметь разный возраст, который закономерно уменьшается с юга на север на протяжении всей докембрийской истории ВЕП (табл. 7). Поэтому границы стадий и этапов тектонического развития ВЕП, рассматриваемые далее, не совпадают с хроностратиграфическими границами.

Поздневендско-фанерозойский эон длительностью 570–550 млн лет по своему рангу отвечает докембрийским этапам. Изученность фанерозоя значительно выше, чем докембрия. Кроме того, в этот период, по-видимому, произошло резкое усиление скорости и амплитуды тектонических движений [Салоп, 1982]. Поэтому традиционно выделяемые в фанерозое этапы геологического развития по длительности значительно короче докембрийских и составляют обычно 100–150 млн лет.

ПЕРВЫЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ РАННЕЙ КОРЫ

Верхняя возрастная граница этого этапа на УЩ датируется 3400, на ВКМ – 3300, в Карелии и на Кольском полуострове – 3000 млн лет. Сведения о характере геологического развития этапа отрывочны, поскольку древнейшие СФК, возникшие в это время, интенсивно преобразованы более поздними процессами. Вероятно, тогда уже заложились ядра двух главных структурных элементов ранней стадии развития земной

коры – гранулит-гнейсовых и тоналит-трондьемит-гнейсовых (ТТГ) областей. К гранулит-гнейсовым областям в пределах ВЕП относятся СФК Украинского щита (Днестровско-Бугский и Приазовский районы), Волго-Уральского мегаблока, Кольского полуострова. Гранулит-гнейсовые комплексы этих регионов имеют сходное строение. Их нижний подкомплекс представлен двупироксен-гнейсовой и гиперстен-гнейсовой формациями, а верхний – гранато-гнейсовой (гранат-биотитовые кристаллосланцы с кордиеритом, силлиманитом и графитом) формацией. Суммарная мощность этого СВК составляет несколько километров. Для древнейших СФК характерен площадной, азональный региональный метаморфизм, проходящий в условиях гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации низких давлений.

Региональный метаморфизм завершается интенсивной гранитизацией и внедрением отдельных массивов тоналит-эндербитовой формации. На УЩ датировки эндербит-плагиигранитных комплексов 3400–3500 млн лет. К наиболее ранним плутоническим комплексам гранулит-гнейсовых областей относятся бескорневые тела ультрабазитов, для которых получены изотопные датировки до 3,6 млрд лет.

Тектонический стиль гранулит-гнейсовых областей характеризуется наличием изометрических, округлых или овальных складчатых систем, так называемых «гнейсовых складчатых овалов» размером 100–400 км в поперечнике (рис. 10). Они осложнены разнопорядковыми, нередко изоклинальными складками. В центре овалов часто находятся крупные массивы гранитоидов. Овалы – долгоживущие структуры, и во многом этот стиль деформаций наследуется в позднем архее, возможно, и в раннем протерозое. Как предполагал Л. И. Салоп [1982], подобный тип структур возник в результате космической бомбардировки на ранних стадиях развития земной коры.

Тоналит-трондьемит-гнейсовые (ТТГ) области в фундаменте ВЕП занимают значительно меньшую площадь (~15 %). Среди раннеархейских пород преобладают тоналиты. Это сравнительно лейкократовые породы (66–79 % SiO_2), обогащенные глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$), с резким преобладанием Na_2O над K_2O . Породы обеднены Rb, Ba, Y, Nb, Zr, Ti и характеризуются фракционированным распределением РЗЭ [Чекулаев, 1996]. Согласно экспериментальным данным, наиболее приемлемыми путями образования пород тоналитового состава является частичное плавление толеитов (амфиболитов) или повторное плавление еще более древних тоналитов с возрастом 3,5–3,6 млрд лет.

В пределах ТТГ-областей нередко встречаются реликты интенсивно мигматизированных гнейсов, амфиболитов и гранулитов. Геофизические материалы свидетельствуют о том, что под тонкими (первые км) ТТГ-комплексами в Среднеприднепровском блоке залегают гранулиты, образуя ядра древней консолидации, вокруг которых располагаются зеленокаменные пояса. В Карелии подобное ядро, обрамленное наиболее древними на Балтийском щите зеленокаменными поясами [Чекулаев, 1996], картируется в Водлозерском блоке. Таким образом, и в пределах ТТГ-областей устанавливаются крупные оваловидные структуры, в ядрах которых сохраняются наиболее древние супракрустальные комплексы, представленные диафторированными в условиях амфиболитовой фации основными гранулитами или гнейсами и амфиболитами. По-видимому, именно эти породы явились источником, из которого выплавлялась тоналит-трондьемитовая магма.

Уровень метаморфизма нижнеархейских комплексов даже в ТТГ-областях не опускался ниже среднетемпературной амфиболитовой фации. Метаморфизм проходил в условиях низких давлений.

Тектонический режим первого этапа отличается исключительным своеобразием. Подобные условия в истории развития земной коры больше никогда не повторялись. Это своеобразие заключается в следующем:

1. Супракрустальные породы представлены преимущественно мелано- и мезократовыми гранулитами толеитового или андезибазальтового состава, а также биотит-гранатовыми плагиогнейсами, нередко содержащими кордиерит, силлиманит, корунд и шпинель. Нигде не установлены реликты магматических или осадочных структур и текстур. Полностью отсутствуют грубообломочные породы. Удивительная выдержанность состава и строения супракрустальных толщ на огромных расстояниях свидетельствует об одинаковых условиях их образования.

2. Региональный метаморфизм в гранулит-гнейсовых областях проходил в условиях гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации, а в ТТГ-областях – преимущественно в средне- и высокотемпературной амфиболитовой фации низких давлений, что свидетельствует об очень высоком эндогенном тепловом потоке.

3. Плутонические образования представлены натриевыми сериями тоналит-грондjemит-диоритового состава, а мигматиты – гранулит-эндербитами. В небольшом объеме присутствуют бескорневые тела ультрамафитов.

4. Главными тектоническими формами являются гигантские гранито-гнейсовые овалы, осложненные разнопорядковой системой сложных складок, свидетельствующей об исключительной пластичности пород в процессе их формирования. Линейные тектонические структуры отсутствуют.

Все перечисленные особенности раннего архея ставят под сомнение применение принципа актуализма при расшифровке истории развития этой эпохи. Нет доказательств существования гидросферы, поскольку температура на поверхности Земли, по-видимому, достигала 500–600° С. Не исключено, что физические условия на Земле в раннем архее в ряде черт сходны с условиями, существующими на поверхности современной Венеры.

ВТОРОЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ГРАНУЛИТ-ГНЕЙСОВЫХ ПОЯСОВ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Этот этап характеризуется развитием в пределах ТТГ-областей зеленокаменных структур, которые группируются в пояса. Именно в гранит-зеленокаменных областях (ГЗО) изучены их стратотипические разрезы. На Украинском и Балтийском щитах установлены две генерации зеленокаменных структур – ранняя и поздняя. Ранняя генерация зеленокаменных структур изучена недостаточно. На УЩ она представлена Косивцевской структурой с возрастом 3280–3310 млн лет [Галецкий и др., 1991], сложенной амфиболитами, амфибол-плагиоклазовыми сланцами, биотитовыми гнейсами, магнетит-куммингтонитовыми сланцами, актинолититами и тремолити-

тами. Реконструкция химического состава перечисленных пород позволяет считать, что в этом разрезе преобладают толеитовые базальты в сочетании с перидотитовыми коматиитами, туфами основного состава и граувакками.

На Балтийском щите к ранней генерации поясов принадлежит волоцкая толща [Куликова и др., 1990], представленная переслаиванием метакоматиитов и коматиитовых базальтов. Ее возраст (3301 ± 76 млн лет), полученный Sm-Nd методом, возможно, удвоен.

Вторая генерация зеленокаменных структур на УЩ сложена породами конско-белозерской надсерии (интервал образования 3155–2950 млн лет), на ВКМ – михайловской надсерии (3260–2900 млн лет), в Карелии – лопием (3020–2750 млн лет).

Вероятно, даже в пределах одной ГЗО зеленокаменные пояса развивались не одновременно, и их разрезы отличаются различной полнотой [Зеленокаменные ..., 1988]. Тем не менее, наиболее полные разрезы зеленокаменных структур второй генерации на всей территории ВЕП имеют двучленное строение и мощность, не превышающую 7 км.

Нижняя часть разрезов (конкская серия УЩ, александровская свита михайловской серии ВКМ, хаутоварская серия Карелии) представлена зеленокаменными породами, среди которых преобладают толеитовые и коматиитовые метабазальты. Меньше распространены пироксеновые и перидотитовые метакоматииты. В зеленокаменных структурах УЩ коматииты не установлены. В нижнем подкомплексе некоторых структур Карелии и Финляндии в низах разрезов залегают метаандезиты. В средней или верхней части разрезов появляются лавы риодацитового состава, их количество в структурах УЩ не превышает 2–5, а в Карелии может достигать 35 %. Объем туфогенных и метаосадочных пород в нижнем подкомплексе УЩ, ВКМ и Балтийского щита нигде не превышает 50 %.

Верхний подкомплекс зеленокаменных структур, обычно залегающий на нижнем с несогласием (белозерская серия УЩ, лебединская серия ВКМ, гимольская серия БЩ) характеризуется, по сравнению с нижней частью, существенно иным набором формаций. Преобладают метаосадочные породы (60–85 % разреза). Среди вулканитов доминируют риодацитовые лавы (до 30 % разреза), реже отмечаются метаандезиты и метабазальты. Во всех гранит-зеленокаменных областях ВЕП можно выделить два типа разрезов верхнего комплекса – осадочный и вулканогенно-осадочный. К первому типу относятся разрезы Конкской и Белозерской структур УЩ, Белгородской структуры КМА, Костомукшской и Иломанси структур Карелии. Ко второму типу принадлежат разрезы Сурской и Чертомлыкской структур УЩ, структуры Тим-Ястребовского типа КМА, Восточно-Карельская и Белозерская структуры Карелии.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Осадочные и туфогенно-осадочные породы в нижнем подкомплексе составляют не более 25–30 % общего разреза, а в верхнем – до 80–90 %. Во всех трех ГЗО – Среднеприднепровской, Курской и Карельской – они сходны по химическому составу, отличаясь лишь деталями. Наиболее распространены граувакки и олигомикто-

вые песчаники, а также туфопесчаники. Метапелиты практически встречаются лишь в верхнем подкомплексе. Очень редки кварциты, полностью отсутствуют карбонатные породы. Грубообломочные породы – гравелиты и конгломераты – приурочены к основанию верхнего подкомплекса или располагаются внутри последнего. Их мощность невелика (менее 300 м), а в составе галек резко преобладают породы тоналит-трондьемитового состава, в меньшем количестве – габброиды и основные эффузивы. Гальки плагиомикроклиновых гранитов отсутствуют. По химическому составу осадочные породы ГЗО ВЕП близки к таковым для других зеленокаменных поясов мира. Для них характерны низкое отношение Al_2O_3/SiO_2 – 0,15–0,30, широкие колебания отношения Na_2O/K_2O (2–5 в туфопесчаниках, 1–2 в песчаниках и алевролитах, менее 1 в метапелитах), низкая известковистость и магнезиальность. В целом для метаосадочных пород характерна низкая степень выветривания и достаточно слабо проявленная осадочная дифференциация. Значение показателя интенсивности выветривания возрастает от нижнего к верхнему подкомплексу, а неравномерные и низкие значения показателя степени дифференциации осадочного материала и отсутствие каких-либо тенденций к изменению свидетельствуют об общей активности тектонического режима седиментации. Тем не менее, в каждой из ГЗО намечается латеральная зональность бассейна осадконакопления.

В Среднеприднепровской ГЗО существовал единый бассейн осадконакопления с областью питания, расположенной на западе. Режим осадконакопления был нарушен интенсивным вулканизмом с центром в Сурской и Чертомлыкской структурах.

Достаточно четко зональное положение вулканических центров и бассейнов осадконакопления устанавливается для Карельской ГЗО [Рыбаков, 1988]. В начальные периоды развития зеленокаменных поясов осадконакопление было приурочено к узким грабенообразным впадинам с интенсивным подводным вулканизмом преимущественно основного состава. В верхнелопийское время осадочный бассейн занимал, вероятно, значительную часть территории Карельской ГЗО. При этом наиболее зрелые осадки (кварциты, пелиты) располагались по его периферии, а центры кислого вулканизма были приурочены к осевой части бассейна (Гимольско-Костомукшский пояс). Здесь же фиксируется максимальная для Карелии мощность осадочных пород верхнего лопия.

Зональность Курской ГЗО изучена недостаточно, но в период образования лебединской свиты (верхний подкомплекс) различия очевидны. В Белгородском районе разрез целиком сложен осадками грауваккового состава, от гравелитов до алевролитов. Для них характерна хорошо проявленная разнопорядковая ритмичная слоистость, следы размыва и косая слоистость. Зернистость в целом уменьшается в верхней части разреза. В Оскольском районе осадочные породы составляют лишь треть разреза лебединской серии. Здесь, кроме мелкозернистых метаграувакк, присутствуют мусковитовые кварциты и метапелиты. Потоки калиевых риолитов занимают 2/3 всего разреза.

Поведение РЗЭ в осадках дает надежную информацию об источнике сноса обломочного материала. Идентичность уровня концентраций и распределения редких земель в осадочных комплексах с подстилающими или находящимися в непосредственной близости породами свидетельствует, во-первых, о практически отсутству-

ющем влиянии хемогенного фактора, во-вторых, о локальном (местном) перемещении осадочного материала из рядом расположенных областей размыва.

ВУЛКАНИЗМ

В пределах зеленокаменных структур ГЗО фундамента ВЕП наблюдается широкий диапазон вариаций составов вулканитов – от перидотитовых коматиитов до риолитов. Статистически устанавливается, что они образуют две главные серии пород – коматиит-базальтовую и дацит-риолитовую, в то время как андезиты занимают подчиненное положение, обычно являясь крайними членами одной из двух серий. По особенностям химического состава вулканиты нижней и верхней подсерий не отличаются друг от друга, но в нижней подсерии резко преобладают основные, а в верхней – кислые вулканиты. Несмотря на некоторые региональные различия, в главных своих чертах вулканиты разных ГЗО похожи друг на друга.

Основные вулканиты

Основная-ультраосновная серия пород может быть разделена на две группы, отличающиеся друг от друга по особенностям состава и типу дифференциации. Одна из них представляет собой непрерывный ряд от коматиитовых базальтов до перидотитовых коматиитов с широким диапазоном изменения химического состава. Наиболее ярко проявляется фракционирование MgO (оливиновый тренд) от 8 % в коматиитовых базальтах до 35 и даже 40 % в перидотитовых коматиитах. При этом содержание суммарного железа меняется незначительно, составляя 9,5–14 вес. %.

Следует отметить крайне низкие содержания K_2O (< 0,2 %) и Rb (< 1–4 г/т) во всех породах, прямую корреляцию между MgO и Ni . В то же время концентрации кобальта и хрома устойчиво высокие в перидотитовых и пироксеновых коматиитах (70–100 и 1000–4000 г/т соответственно), резко снижаются в коматиитовых базальтах до 50 и 300–400 г/т. Это объясняется тем, что никель и кобальт концентрируются в оливине, а хром в пироксене и фракционирование этих минералов в процессе кристаллизации контролирует поведение редких элементов [Taipale, 1988].

Коматиитовая серия хорошо выделяется по содержанию и распределению редких земель (РЗЭ). Наиболее типично «плоское» распределение РЗЭ, т.е. отсутствие фракционирования легких и тяжелых РЗЭ. Почти никогда не отмечается европиевый минимум. Содержание РЗЭ в перидотитовых коматиитах превышает таковое в хондритах в 2–5, а в пироксеновых коматиитах и базальтах в 3–10 раз. Перидотитовые и пироксеновые коматииты Титовско-Поросозерского пояса характеризуются низкими концентрациями РЗЭ, почти равными хондритовым, дефицитом лантана и «плоским» характером распределения редких земель.

Базальты толеитовой серии во всех структурах и ГЗО в целом обладают удивительной однородностью химического состава: SiO_2 47–52, Al_2O_3 12–16, FeO 10–17 % при подавляющем преобладании двухвалентного над трехвалентным железом; MgO 4,5–10,5, CaO 8–11, Na_2O 1,5–3,2, K_2O 0,04–0,70 % (среднее 0,3 %). Как видно, наибольшие вариации присущи содержаниям железа и магния, что позволяет выделить среди толеитов магнезиальные (оливиновые базальты) и железистые разновидности. Колебания железистости (FeO/MgO) от 40 до 70 мол. % при средней железисто-

сти для группы толеитов 50–60 мол. %. Для метатолеитов характерны низкие концентрации Rb (менее 10 г/т), которые повышаются лишь в зонах метасоматической переработки. В отличие от пород коматиитовой серии, толеиты имеют слабо-фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ. По сравнению с хондритом содержание лантана в толеитах выше в 10–70 раз, а иттербия в 5–20 раз. Нередко встречается «плоское» распределение редких земель, отмеченное в базальтах Оскольского района КМА и некоторых структурах Финляндии и Карелии. В этом случае суммарное содержание РЗЭ выше хондритового в 10–20 раз, но может сильно колебаться для различных образцов даже в пределах одной структуры. Как в Курской, так и Карельской ГЗО отдельные образцы толеитов, а иногда и коматиитов обнаруживают заметно пониженные концентрации лантана. Реже отмечается европиевый минимум.

Принципиально иной тренд изменения состава основных вулканитов фиксируется в граничных верхнеархейских амфиболит-гнейсовых поясах Кольского полуострова (Терском, Колмозеро-Вороньинском, Северо-Карельском). Наряду с преобладающими базальтами, близкими по составу к среднему толеиту, в разрезах нередко присутствуют породы андезибазальтового, реже андезитового состава. Они обычно образуют элементарные ритмы, низ которых сложен базальтами, а верх андезибазальтами и андезитами. Последние представлены наиболее меланократовыми разновидностями. В этом ряду содержание SiO_2 увеличивается от базальтов к андезитам от 49 до 59 % при параллельном возрастании суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 3 до 5,5 вес. %. На всех диаграммах отчетливо проявлен известково-щелочной тренд. Между андезибазальтами и группой кислых вулканитов риодацитового состава существует статистический разрыв смесимости. Все это свидетельствует о том, что андезибазальты и андезиты граничных зеленокаменных поясов являются крайними дифференциатами базальтовой магмы. Распределение РЗЭ различно в разных амфиболит-гнейсовых поясах. В Тикшозерско-Сенегозерском поясе (Карелия) ощущается дефицит лантана и его содержание лишь в 2–3 раза превышает хондритовое, в то время как концентрация иттербия выше хондритового в 5–15 раз. Всегда отмечается европиевый минимум. В Северо-Карельском поясе содержание лантана в 40–100 раз выше хондритового, европиевый минимум отсутствует, а содержание тяжелых РЗЭ идентично вулканитам Восточной Карелии. Толеитовые магнезиальные базальты Титовско-Поросозерского пояса (Кольский п-ов) содержат редкоземельных элементов в 4,5–5,5 раз больше, чем в хондритах с «плоским» графиком их распределения. По-видимому, они связаны с пироксеновыми коматиитами процессами фракционной кристаллизации.

Средние и кислые вулканиты

Средние и кислые вулканиты ГЗО изучены хуже, чем основные. Следует отметить, что эти породы, во-первых, зачастую представлены пирокластами, состав которых не полностью отвечает составу магмы, а во-вторых, они легко изменяются под влиянием процесса метасоматоза, широко проявленного в зеленокаменных структурах. Тем не менее, статистическая обработка химических анализов в целом свидетельствует о наличии двух главных групп пород – андезибазальтов и риодацитов.

Первая группа, как уже говорилось, тесно связана с базальтами, а вторая, обнаруживающая тренд дифференциации от лейкоандезитов до риолитов, является производной магмы риодацитового состава. Собственно андезиты в ГЗО редки и надежно установлены только в Хаутоварской структуре Центральной Карелии, северной части пояса Кухмо (Финляндия) и в ряде структур УИЦ (Чертомлыкская, Конкская, Сурская структуры). Андезиты Карелии занимают «подкоматиитовый» уровень, начиная разрез зеленокаменных структур, в то время, как в Среднеприднепровской ГЗО они располагаются в верхнем подкомплексе. В Курской ГЗО андезиты не известны.

Эта группа андезитов занимает компактное поле химического состава, отвечающего среднему составу андезитов ГЗО мира. Для них типично высокое отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (3–5) при сумме щелочей около 5 %. Геохимическая характеристика андезитов отсутствует. Для нижних «подкоматиитовых» андезитов серии Луома (Финляндия) наблюдается сильное фракционирование РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb} > 25$). Для андезитов Хаутоварской структуры отмечено слабое фракционирование легких и тяжелых РЗЭ.

Группа кислых вулканитов ГЗО фундамента РП обнаруживает широкую вариацию состава – от лейкоандезитов до риолитов. При этом крайние члены этого ряда достаточно редки, а максимальное количество анализов отвечает дацитам и риодацитам. Наиболее типичен магматический тренд с параллельным увеличением кремнекислотности и щелочности. Подавляющее число кислых эффузивов – существенно натриевые породы с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2\text{--}5$. Лишь для риолитов Оскольского района КМА наблюдается прямо обратное соотношение щелочей, равное 0,2. Вообще кислые вулканиты КМА нередко обнаруживают относительно повышенные щелочность и содержание литофильных редких элементов (рубидия, иттрия, РЗЭ, циркония) по сравнению с вулканитами других районов. В целом же концентрации литофильных элементов в кислых вулканитах архейских структур существенно ниже, чем в более молодых породах аналогичного состава.

Кислые вулканиты всегда характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с накоплением легких элементов по сравнению с тяжелыми. Отношение La/Yb обычно меньше 10 и редко превышает 20. Абсолютные концентрации лантана в кислых вулканитах варьируют с превышением хондритового уровня в 10–100 раз. Максимальные содержания РЗЭ установлены в калиевых риолитах Оскольского района КМА. Здесь уровень накопления лантана в 200–400 раз выше хондритового, а иттербия в 15–60 раз. Для всех образцов риолитов этого района характерен резкий европейский минимум. По химическому составу кислые вулканиты амфиболит-гнейсовых поясов идентичны таковым для внутрикратонных зеленокаменных структур. Их средний состав отвечает риодациту, риолиты редки, многие пробы имеют искаженный состав за счет интенсивного процесса метасоматоза. Поведение РЗЭ в кислых вулканитах не изучено [Зеленокаменные ..., 1988].

ПЛУТОНИЗМ

Плутониты днепровско-лопийской эпохи представлены ограниченным набором формаций, главные из которых гипербазитовая, габбровая, гранодиорит-плагиогранитовая (тоналит-трондэмитовая), гранитовая. В каждой из них можно выделить ряд субформаций.

Гипербазитовая формация наиболее широко распространена в Среднеприднепровской ГЗО. Ее геологический возраст определяется тем, что гипербазиты рвут все породы конско-белозерской надсерии, но в свою очередь секутся гранитами токмовского и мокромосковского комплексов с возрастом 2800–2700 млн лет.

Для дунитов типичны очень низкие содержания SiO_2 (35,01 %), Al_2O_3 (<1 %), CaO (< 1 %), щелочей (ниже порога чувствительности анализа), но высокие содержания Cr_2O_3 (0,3 до 1 %), NiO (0,2 до 0,5 %), MgO (36,1 до 42 %). Средние содержания SO_3 колеблются от 0,08 до 0,29 %, $\text{Ni/Cu} > 20$, $\text{Ni/Co} > 10$. Пироксениты (вебстериты) в крупных массивах встречаются в виде линз (даек?) мощностью до 20 м. В отличие от дунитов они имеют более высокое содержание SiO_2 (48,10 %), CaO (13,58 %), но пониженную концентрацию хрома (0,16 %), никеля (0,04 %), кобальта и меди.

В пределах Карельской ГЗО ультрабазитовая формация развита незначительно и в объеме зеленокаменных структур вместе с габброидами составляет менее 5 %. Целиком серпентинизированные гипербазиты образуют пояса, состоящие из преимущественно мелких массивов (до 800 м длиной), согласных простирацию зеленокаменных трогов. Гипербазиты Карелии тесно ассоциируют с габброидами и всегда залегают в нижнем подкомплексе лопия. В гимольской серии они отсутствуют. Это означает, что их внедрение произошло в первый этап формирования зеленокаменных структур, одновременно с базальт-коматиитовым вулканизмом. Имеются сведения о тесной связи гипербазитов и ультраосновных лав, подводщими каналами которых они зачастую и являются. Наиболее крупные массивы гипербазитов располагаются в Кумбуксинской и Каменноозерской структурах Восточной Карелии, где в разрезе присутствуют самые магнезиальные перидотитовые коматииты. Их химический состав почти идентичен гипербазитам Среднеприднепровской ГЗО: SiO_2 34,4–40,5, Al_2O_3 0,26–1,4, $\text{CaO} < 1$, FeO 10–12, Cr_2O_3 0,1–0,75, NiO 0,20–0,36 % при относительно низких концентрациях кобальта и меди ($\text{Ni/Cu} > 10$, $\text{Ni/Co} > 10$) [Кулешевич, 1992].

Дифференцированная дайковая верлит-пироксенит-габбровая субформация тесно связана с дунитами. Субформация дает широкое изменение химического состава: SiO_2 35–50, Al_2O_3 3–8, MgO 29,5–4,5, CaO 3,6–15,5, Na_2O 0,1–4,0, K_2O 0,05–0,8 %. Общий тренд дифференциации по сравнению с коматиитовым смещен в область железисто-титанового состава и заканчивается на железистых габбро [Pürainen, 1998]. В начальных (верлит-пироксенитовых) членах ряда накапливаются никель и хром, а в конечных (габброидных) железо, титан и фосфор [Кулешевич, 1992].

В других поясах Карельской ГЗО большая часть гипербазитов отвечает по составу оливиновым пироксенитам. Гипербазиты дунитового состава крайне редки.

В Курской ГЗО к рассматриваемой эпохе принадлежат гипербазиты сергиевского и железноводского комплексов, тесно ассоциирующихся с коматиитами александровской серии. Они характеризуются варьирующими содержаниями MgO (20–33 вес. %), при сравнительно низком содержании $\Sigma \text{FeO} = 8$ вес. %, низкой щелочностью 0,1–1,5 % ($\text{Na} > \text{K}$) и титанистостью. Концентрация Cr_2O_3 до 0,4–0,5 %, NiO до 0,2–0,3 %, никель резко преобладает над кобальтом и медью ($\text{Ni/Cu} > 3$ –5, $\text{Ni/Co} > 10$) [Чернышев, 1998].

По особенностям химического состава и содержанию редких элементов гипербазитовая формация отвечает перидотитовым коматиитам, а верлит-пироксенит-габбровая — полному ряду коматиит-базальтовой формации. Характерно, что интрузивные гипербазиты в каждом из зеленокаменных поясов представляют крайние магнезиальные члены эффузивов ультраосновного—основного состава.

Габбровая формация во всех зеленокаменных структурах представлена телами разного размера и степени дифференцированности, а также комплексом даек габбродиабазов. Их средний состав идентичен толеитовым базальтам с вариациями от базальтовых коматиитов до кварцевых толеитов. Реже встречаются высокожелезистые и титанистые или глиноземистые габброиды. Все породы низкощелочные с резким преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2\text{--}10$), при этом содержание K_2O не превышает 1 % (в среднем 0,4 %), средняя концентрация рубидия составляет 10, стронция 100—150 г/т [Геология и петрология, 1978]. Полное соответствие химического состава пород габбровой формации и основных лав зеленокаменных поясов свидетельствует об их комагматичности и происхождении из единых источников.

Кислые plutонические породы слагают до 90 % площади ГЗО. Их образование синхронно с формированием зеленокаменных и парагнейсовых поясов и проходит в два этапа. Главный (второй) этап, когда образуется основная масса гранитоидов, совпадает по времени с завершающим региональным метаморфизмом. По распространенности существенно преобладает натриевая тоналит-трондьемитовая ассоциация гранитоидов, представленная по преимуществу ареальными, автохтонными, синскладчатыми мигматит-плагиогранитами или гнейсо-гранитами. Интрузии диоритов-плагиогранитов более редки и невелики по размерам. Вариации химического состава ТТГ-ассоциации как в отношении петрогенных, так и редких элементов очень широки — от диоритов до лейкоплагиогранитов даже в пределах отдельных частей ГЗО; в целом характерны низкие концентрации К, Ва, Pb, Zr, U, Th, высокие $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (среднее около 4) и Th/U отношения (около 4), повышенные содержания Cr, Ni, Co. Общая тенденция изменения состава ТТГ-ассоциации заключается в появлении со временем все более кислых пород, от диоритов в начальные стадии до плагиогранитов (трондьемитов) в заключительные.

В большинстве ТТГ-пород распределение РЗЭ носит фракционированный характер, т.е. они обогащены легкими и обеднены тяжелыми редкими землями ($\text{La}/\text{Yb} = 10\text{--}30$), нередко наблюдается небольшая положительная европиевая аномалия [Чекулаев, 1996; Horneman et al., 1988]. Для образования таких пород наиболее приемлема двухстадийная модель путем повторного плавления древних тоналито-гнейсов. Реже отмечается слабофракционированное распределение РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb} < 10$), что предполагает образование гранитоидов за счет прямого плавления толеитов.

Архейский гранитоидный магматизм завершается образованием ареалов плагиомикроклиновых гранито-гнейсов и внедрением многочисленных небольших гранитных интрузий. Значительные вариации в составе пород, форме проявления и в отношении к складчатым деформациям резко отличают этот магматизм от предшествующего тоналит-трондьемитового. Общие объемы плагиомикроклиновых гранитоидов на порядок уступают гранитам ТТГ-серии.

Нередко в плутонитах, в случае их метасоматического происхождения, наблюдается смешение геохимических особенностей ТТГ и гранитной ассоциации. Это и является главной причиной, определяющей широкие вариации их состава как в отношении петрогенных, так и особенно редких элементов. Например, концентрации рубидия меняются от 30 до 550, бария от 30 до 3500, стронция от 300 до 2000, урана от 1 до 12, тория от 12 до 48, свинца от 29 до 160 г/т [Horneman et al., 1988]. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ близко к 1 при средней сумме щелочей 6–8,7 %, Th/U – 6–7, K/Rb 100–400. Для некоторых интрузий характерны высокие содержания Ba и Sr, но низкие Rb, для других низкие концентрации бария (140 г/т) и стронция (50 г/т). Подобные вариации состава наблюдаются не только в пределах одного зеленокаменного пояса, но даже и одного массива.

Гранитоиды смешанной линии характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb} = 17\text{--}30$) со слабой положительной европиевой аномалией. Плаггиомикроклиновые гранитоиды эвтектоидного состава имеют повышенные концентрации РЗЭ, сильное фракционирование легких редкоземельных элементов по отношению к тяжелым ($\text{La}/\text{Yb} = 20\text{--}40$) и резкую отрицательную европиевую аномалию. В целом внутрикоровый источник гранитоидов ГЗО не вызывает сомнения. Поведение редких элементов в них ничем не отличается от такового в кислых эффузивах, что говорит об общности их происхождения.

МЕТАМОРФИЗМ

Гранит-зеленокаменные пояса

Региональный метаморфизм этой эпохи имеет ряд общих особенностей для всех ГЗО фундамента ВЕП, хотя для каждой ГЗО существуют свои индивидуальные черты, нередко проявляющиеся даже внутри отдельных структур.

Общие особенности метаморфизма:

1. Чаще всего отмечаются два этапа метаморфизма и структурных преобразований зеленокаменных поясов. Первый из них завершает формирование нижнего (зеленокаменного) структурного яруса, а второй (главный) происходит в конечные этапы складчатости верхнего (белокаменного) структурного яруса.

2. В каждой структуре наблюдается зональный метаморфизм преимущественно андалузит-силлиманитовой серии с повышением температуры к ее краям и вниз по разрезу.

3. Изограды метаморфизма падают внутрь зеленокаменных структур. На флангах они характеризуются крутыми углами падения, а в осевой части почти горизонтальны. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

4. Изограды метаморфизма секут стратиграфические границы и складки второго порядка, что свидетельствует об окончательном становлении «теплового» фронта после завершения главного этапа складчатости.

5. Степень регионального метаморфизма не зависит от близости к интрузиям гранитоидов, рвущих борта зеленокаменных структур. Эти гранитоиды являются постметаморфическими.

6. Сформировавшаяся зональность часто нарушается в результате блоковых движений ремобилизованного фундамента, диафторез которого происходит в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации метаморфизма.

7. Для каждой ГЗО фиксируется латеральная метаморфическая зональность первого порядка, захватывающая как зеленокаменные трюги, так и «серогнейсовый» фундамент. Для Карельской ГЗО степень метаморфизма растет с востока (Восточно-Карельский пояс) на запад, достигая максимума в Западно-Карельском поясе. Для Среднеприднепровской ГЗО метаморфизм возрастает с СЗ на ЮВ, достигая максимума в Сурской, Чертомлыкской и Конкской структурах (в последней не ниже эпидот-амфиболитовой фации), а затем вновь снижается в Белозерской структуре. В Курской ГЗО тепловой поток увеличивается с ЮЗ на СВ, что приводит к более высокому метаморфизму пород Петровско-Волотовского пояса по сравнению с Белгородско-Михайловским.

Области наивысшего метаморфизма фиксируются линейными ареалами плагио-микроклиновых мигматитов, по флангам которых располагаются небольшие интрузии калиевых гранитов.

Иные закономерности регионального метаморфизма присущи краевым верхнеархейским амфиболит-гнейсовым поясам, располагающимся на границе гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей. Это Тикшозерско-Сенегозерский, Терский и Титовско-Поросозерский пояса Карело-Кольского региона. В них степень метаморфизма не опускается ниже эпидот-амфиболитовой фации, повышаясь до силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Терский и Титовско-Поросозерский пояса метаморфизованы в условиях низкобарической андалузит-силлиманитовой серии, а северная часть Тикшозерского пояса – в условиях кианитовой фациальной серии повышенных давлений. Вдоль бортов амфиболит-гнейсовых поясов располагаются поля плагио-микроклиновых гранито-гнейсов, гранито-гнейсовые купола и интрузии калиевых гранитов. Внутри поясов широко проявлены среднетемпературные метасоматиты калиевого инициального ряда, редкометалльные пегматиты. В целом эти пояса обычно имеют коровую литофильную специализацию, отличаясь повышенными концентрациями лития, рубидия, цезия, бериллия, свинца, молибдена и урана.

Гранулит-гнейсовые пояса

Большинство гранулит-гнейсовых областей (ГГО) в этот этап было охвачено площадным высокотемпературным метаморфизмом гранулитовой или амфиболитовой фации. Супракрустальные породы практически полностью утратили первичные текстуры и структуры, а широко проявленная гранитизация существенно изменила химический состав пород. Это делает невозможным проведение в ГГО палеореконструкций. Более того, в большинстве случаев не удастся отделить гранулиты днепровско-лопийского времени от более древних гранулитов, что создает существенные трудности при корреляции архейских супракрустальных комплексов.

Тектоническое строение ГГО в эту эпоху начинает приобретать все более линейный план. Гигантские гнейсовые овалы дробятся на более мелкие гранито-гнейсовые купола. Вдоль «пластичных» глубинных разломов образуются широкие зоны

диафторитов, отвечающих по температуре гранулитовой или амфиболитовой фации метаморфизма. В подобных условиях не могут формироваться милониты и катаклазиты, поэтому разломы трассируются зонами сложной линейной складчатости высоких порядков, а также разнообразными плутоническими комплексами. Степень переработки ГГО фундамента ВЕП неодинакова и определяется особенностью тектоно-метаморфических процессов в каждой из областей. Если за критерий такой переработки принять степень «линейности» структур, образующихся в эту эпоху, то ГГО можно выстроить в такой ряд: Волго-Уральская > Приазовская > Днестровско-Бугская > Кольская > Беломорская. В последних двух областях заметно преобладает линейная складчатость, а для Беломорского складчатого пояса – высокобарический региональный метаморфизм амфиболитовой фации с широким развитием надвигов, что свидетельствует о заметной роли горизонтальных движений при ее формировании. В других ГГО проявлен лишь низкобарический метаморфизм.

ГГО свойствен весьма ограниченный, но характерный набор плутонических формаций. Наиболее распространены ареальные автохтонные и параавтохтонные гранитоидные формации – эндербит-чарнокитовая и диорит-плагиогранитовая.

Эндербит-чарнокитовая формация образуется в узком интервале времени 3100–2700 млн лет и начинается с домигматитовых натриевых эндербитов, которые последовательно сменяются натриевыми и калиево-натриевыми мигматитовыми чарнокитоидами, затем постмигматитовыми автохтонными чарнокитами и, наконец, интрузивными чарнокитами калиево-натриевой специализации. В этом ряду происходит уменьшение в породах содержания магния и железа, а также кальция. Среднее содержание щелочей составляет от 5,21 до 6,73 % при обычном преобладании натрия над калием. В целом по химическому составу эндербит-чарнокиты отвечают кварцевым диоритам и гранодиоритам, бедным или умеренно богатым щелочами [Шемякин, 1976]. Все разновидности чарнокитоидов обогащены Sc, Co и Ni и обеднены Ba, Rb, Yb, Y, Th, U, Li и Be.

Диорит-плагиогранитовая, преимущественно автохтонная формация, образуется на регрессивном этапе метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Массивы и поля мигматитов этой формации располагаются вдоль тектонических зон или слагают ядра купольных структур. По особенностям химического состава эта формация близка к ТТГ-ассоциации гранит-зеленокаменных областей.

Особое место в лопийской истории фундамента ВЕП занимает Беломорский складчатый пояс (БСП):

1. Это единственная из ГГО линейная структура, практически полностью утратившая тектонические черты предшествующей эпохи.

2. В отличие от других ГГО для БСП характерен не низкобарический гранулитовый метаморфизм, а метаморфизм повышенных давлений в условиях амфиболитовой фации. Гранулиты более раннего этапа сохранились в реликтах только на флангах пояса.

3. Это единственный пример, в котором можно проследить соотношения двух главных типов структур архея – гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей.

По данным [Миллер и др., 1996], БСП обособился в самостоятельную структуру на рубеже 2700 млн лет в результате коллизии между сиалическими блоками с различным возрастом коры. Коллизия выразилась в региональном покровообразовании, высокобарическом метаморфизме и становлении инвертированной метаморфической зональности, отражающей повышение метаморфизма от автохтона к верхней части аллохтона. В роли автохтона выступала Карельская гранит-зеленокаменная область. Аллохтон составил БСП. Происходящие в нем метаморфические и деформационные процессы наложались на краевую часть ГЗО. Это видно по распространению высокобарического метаморфизма на лопийские образования Тикшозерского амфиболит-гнейсового пояса и по наблюдаемым разным стадиям вовлечения в покровную структуру образований, которыми сложена ГЗО, тоналито-гнейсов основания и супракрустальных толщ лопия. Реликты пород ГЗО прослеживаются в БСП на значительном расстоянии от современной границы Карельского кратона.

Эта переходная зона, в которой преобладают интрузивные породы, по составу гранитоидов резко отличается от Карельской ГЗО и внутренней части БСП. TT1-ассоциация, столь характерная для последних структур, здесь представлена ограниченно. Ведущую роль приобретают породы двух серий: известково-щелочной и толеитовой с возрастом около 2700 млн лет. Этот магматизм сопровождался низкобарическим гранулитовым метаморфизмом [Чекулаев, 1996]. Главной особенностью этих двух магматических серий являются представляющие их ряды от габбро до чарнокита и лейкогранита с преобладанием пород среднекислого состава (эндербит-чарнокитов). Породы известково-щелочной серии характеризуются низкой железистостью и могли быть продуктами плавления толеитового базальта. Породы толеитовой серии отличаются от всех плутонитов Карелии и Беломорья одновременно высокой (более 80 %) железистостью и высокими концентрациями K, Ba, Rb и Zr. Синхронное формирование столь различных магматических серий предполагает существование одновременно разных источников и соответствует магматизму активных континентальных окраин.

Архейский магматизм переходной зоны завершается образованием комплекса субщелочных ториеносных гранитов, отделяющих гранулитовый метаморфизм от последующего высокобарического метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов с возрастом 2680–2690 млн лет, связанного с увеличением мощности континентальной коры и отражающего коллизионный процесс.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ГРАНУЛИТ-ГНЕЙСОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

На тоналит-грондъемитовых «ядрах», сформировавшихся в предыдущую эпоху и представляющих собой к этому времени кратонизированные блоки сиалической коры, начали закладываться ранние зеленокаменные структуры. Нам известны лишь единичные их представители – Косивцевская и Зеленореченская на УЩ и Волоцкая в Карелии. Они сложены преимущественно вулканитами ультраосновного-основного состава и в меньшей степени граувакками.

Однако главный этап развития зеленокаменных поясов относится к более позднему периоду. Он начался с растяжения земной коры, образования системы регма-

гических разломов и узких протяженных приразломных впадин. Вдоль них поступали огромные объемы толеитовых или коматиито-базальтовых магм, изливавшихся как в наземных, так и подводных условиях (шаровые лавы). Небольшое количество кислых андезитовых и риодацитовых магм нижнего подкомплекса, по-видимому, связано с дифференциацией толеитового источника или с вторичным плавлением древних тоналит-трондьемитов, о чем свидетельствуют спектры распределения редких земель. Осадочные породы представлены слабодифференцированными граувакками с местным источником сноса обломочного материала. С вулканитами и их туфами тесно связано образование полосчатых железных и колчеданных руд, не имеющих промышленного значения.

Метаморфизм осадочно-вулканогенных пород не превышал уровня зеленосланцевой фации и был обусловлен изливающимися на поверхность горячими основными и ультраосновными лавами. Подэтап, по-видимому, завершился слабой складчатостью и внедрением массивов габбро-диоритовой формации.

Следующий подэтап начался с формирования более обширных мелководных осадочных бассейнов, распространившихся на значительную часть ГЗО. Невысокие гряды или глыбовые поднятия служили источником сноса обломочного материала. Маломощные линзы конгломератов обычно располагались в основании или внутри верхнего подкомплекса. Вулканические острова, поставляющие кислые риодацитовые лавы и туфы, трассируют зоны коровых разломов. Источником кислых лав являлись испытывавшие повторное плавление тоналиты и трондьемиты. Ультраосновные мантийные магмы полностью перестали поступать на поверхность, а объем толеитовых и андезитовых лав резко сократился. Осадочные породы верхнего подкомплекса по сравнению с нижним более дифференцированы, среди них преобладают алевро-пелитовые ритмичнослоистые осадки, появляются кварциты, часто мусковитовые. В целом состав пород отвечает типичным грауваккам. В песчаниках отсутствует обломочный микроклин, натрий преобладает над калием. В глинах калиевая составляющая определяется количеством гидрослюд.

Характерные для верхнего подкомплекса хемогенные кремнисто-железистые осадки (джеспилиты) образуют крупные месторождения железных руд (Белозерское, Костомукшское). Обычно они приурочены к осадочным разрезам с небольшим количеством эффузивов. С субвулканическими интрузиями и лавами кислого состава в вулканогенно-осадочных разрезах связаны месторождения золота.

Несколько иной путь геологического развития прошли верхнеархейские амфиболит-гнейсовые пояса. Они известны лишь на Балтийском щите и приурочены либо к СВ краю Карельской ГЗО (Тикшозерско-Сенегозерский пояс), либо к протяженным линейным зонам разломов, разделяющих относительно стабильные (кратонизированные) и мобильные блоки гранулит-гнейсовых областей (Титовско-Поросозерский, Терский пояса). Заложение поясов датируется в 2800 млн лет, т.е. коррелируется с началом формирования верхнелопийского «белокаменного» подкомплекса. В основании амфиболит-гнейсовых поясов располагается терригенная пачка, нередко с разрывом и линзами конгломератов залегающая на древнем фундаменте. Средняя толща, относящаяся к коматиит-базальт-андезит-риодацитовой формации, при резком преобладании в разрезе базальтов и андезибазальтов отличается по своему стро-

ению и составу от нижнего зеленокаменного подкомплекса типичных внутрикратонных зеленокаменных структур. Для средней толщи характерно широкое развитие андезибазальтов и андезитов-дифференциатов толентовых относительно мало-глубинных магм.

Верхняя толща, залегающая на средней с полимиктовыми конгломератами в основании, представлена метаморфизованными алевролитами, туфоалевролитами, алевропелитами и пелитами, отличающимися достаточно высокой степенью химической дифференциации. Это свидетельствует о более обширных и глубоководных линейных бассейнах с удаленными источниками питания, возможно соединявшимися с бассейнами осадконакопления в пределах гранулит-гнейсовых областей. Аналогами такого рода комплексов, возможно, является чупинская толща высокоглиноземистых гнейсов в пределах Беломорского подвижного пояса или бугская и центральноприазовская серии Украинского щита.

Граница Карельского кратона (ГЗО) располагается к северо-востоку от современной и трассируется областями распространения керецкого и хетоламбинского плутоно-метаморфических комплексов. Большая часть керецкого комплекса сложена тоналитами, аналогичными по составу тоналитам Карелии. Гранат-амфиболовые сланцы (хетоламбинский комплекс) по составу и характеру распределения РЗЭ идентичны metabазальтам зеленокаменных поясов.

Эпоха завершилась грандиозным диастрофическим событием, которое началось и закончилось в южных частях платформы на 200 млн лет раньше, чем в северных. К этому времени относится главная фаза складчатости и регионального метаморфизма, связанная с поступлением интенсивных мантийных тепловых потоков. Происходит переплавление сиалической коры в пределах ГЗО с образованием многочисленных гнейсовых куполов, в ядрах которых выходит ремобилизованный фундамент или располагаются интрузии натриевых гранитов. Зоны максимального метаморфизма трассируются полями плагиомикроклиновых гранито-гнейсов, в пределах которых отмечается наиболее высокий метаморфизм архейских супракrustальных пород. Конфигурация зеленокаменных структур определяется интенсивностью горизонтального сжатия и вертикальными движениями при «всплывании» гранитных диапиров. Вторая причина имеет большее значение. О небольших масштабах бокового сжатия свидетельствует преобладающий во всех зеленокаменных поясах низкобарический метаморфизм. Лишь в редких структурах отмечается появление в их краевых частях кианита – свидетеля повышенных давлений.

Метаморфизм низких давлений типичен для большинства гранулит-гнейсовых областей, но интенсивность теплового потока здесь была значительно выше. Единственным исключением является Беломорский складчатый пояс, который представляет собой энсиалическую коллизионную зону, сформировавшуюся в позднем архее. Для него характерен высокобарический метаморфизм, широкое развитие чешуйчатых надвигов с формированием изоклиальной приразломной складчатости. Общая амплитуда горизонтальных движений составляет десятки километров. Беломорский аллохтон надвинут на Карельскую ГЗО с интенсивной переработкой последней. Ширина пограничной зоны со своеобразным магматизмом в ее пределах не менее 20–30 км. Время проявления коллизии укладывается в 20–30 млн лет с пиком термальных процессов и плутонизма в 2700 ± 20 млн лет.

Рассматриваемая эпоха отличается от предыдущей формированием ГЗО, представляющих собой подвижные кратоны, и переработкой ГГО, которые в конце эпохи также были в той или иной степени кратонизированы. Эндогенные тепловые потоки еще очень интенсивны. Они существенно выше в гранулит-гнейсовых областях по сравнению с гранит-зеленокаменными. В пределах ГЗО уже отчетливо могут быть зафиксированы мелководные осадочно-вулканогенные бассейны небольших размеров с близко расположенными областями питания. Рельеф слабо дифференцирован. Состав осадков, вулканитов и тесно связанных с ними плутонических пород характеризуется исключительным своеобразием, не позволяющим найти им адекватные аналоги в современных геодинамических обстановках. В конце эпохи появляются первые калиевые коровые граниты. Завершающий эпоху мощный пик эндогенной активности привел к дифференциации земной коры. В этот период формировалась континентальная двух- или трехслойная кора, более кислая в ГЗО по сравнению с ГГО.

ТРЕТИЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ КРАТОНОВ И ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

После длительного перерыва продолжительностью в 100–150 млн лет начался принципиально новый этап тектонического развития ВЕП. В целом он охватывает всю карельскую эонотему – от 2500 до 1650 млн лет. Архейские ГЗО превратились в относительно стабильные кратоны, снизилась подвижность ГЗО. Тем не менее, эти два главных архейских тектонических элемента, являющихся фундаментом карельских структур, сохранили свою индивидуальность, поэтому образовавшиеся в них осадочно-вулканогенные бассейны отличаются по особенностям своего развития. В пределах Карельского кратона можно выделить три главных типа раннепротерозойских структур: интракратонные в ее центральных частях, перикратонные по периферии и краевые проторифтогенные прогибы (рис. 10). В Курском кратоне сформировались линейные приразломные внутрикратонные прогибы, группирующиеся в Белгородско-Михайловскую и Оскольско-Орловскую зоны. На западном борту Среднеприднепровского кратона располагается серия внутрикратонных железорудных прогибов Кривого Рога.

Иной тип раннепротерозойских структур развит на ГГО. На Воронежском кристаллическом массиве – это Калач-Эртильская зона, сложенная породами воронцовской серии, а на УЩ – Ингуло-Ингулецкая зона. По размерам они существенно превышают внутрикратонные структуры карелид и их можно рассматривать в качестве раннекарельских протогеосинклиналей. Максимальный по площади геосинклинальный бассейн – свекофеннский, занимающий всю западную часть Балтийского щита. Его фундаментом, по-видимому, являются гранулитовые СВК, развитые в Прибалтике. Возраст их метаморфизма не древнее 2 млрд лет.

Завершает развитие карелид образование вулкано-плутонических поясов Волыно-Подольского и Трансскандинавского, слагающих шовные межмегаблоковые структуры.

Время жизни кратонных структур карелид различно – от 300 до 700 млн лет. Каждая из них отличается по набору структурно-формационных комплексов и не-

которым особенностям своего развития. Минимальная продолжительность отмечается для интракратонных структур, максимальная – для краевых рифтоподобных поясов Куола-Выгозерского и Печенга-Имандра-Варзугского. Заметно варьирует в их разрезах соотношение вулканитов и осадочных пород. В целом количество преимущественно основных, реже средних вулканитов увеличивается от интракратонных к тафрогенным и рифтогенным структурам, достигая 60 % от суммарного разреза, и в Карело-Кольском регионе в целом выше, чем на УЩ и ВКМ. Осадочные комплексы кратонных структур отличаются чрезвычайным разнообразием.

Кратонные структуры карелид смяты в простые складки синклинального типа, нередко осложненные разломами. Интенсивность складчатости возрастает в краевых структурах. В том же направлении увеличивается и степень метаморфизма. Преобладает зеленосланцевый зональный метаморфизм, но в отдельных сегментах рифтогенных структур он может достигать низкотемпературной амфиболитовой фации кианитовой фациальной серии (Карело-Кольский регион). Время наиболее сильного метаморфизма и складчатости не одинаково в разных частях ВЕП. На УЩ и ВКМ оно составляет 2100–2050 млн лет, а в Карело-Кольском регионе 1900–1950 млн лет.

Ингуло-Ингулецкая и Воронцовская протогеосинклинали карелия развиваются параллельно с кратонными структурами. Они сложены преимущественно флиш-идными песчано-глинистыми комплексами пород мощностью до 5 км, смятыми в систему куполовидных и линейных складок. Характерно, что в разрезах этих зон вулканиты почти отсутствуют. Зональный метаморфизм варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации низкобарической андалузит-силлиманитовой фациальной серии. В целом уровень метаморфизма заметно выше в Ингуло-Ингулецкой зоне. Время завершения складчатости и метаморфизма этих зон 2100–2050 млн лет.

Свекофеннская протогеосинклиналь заложилась значительно позже (2000 млн лет назад), а ее закрытие произошло около 1850 млн лет. Флиш-идно-вулканические мощные разрезы (до 7 км), интенсивный купольно-зональный метаморфизм преимущественно амфиболитовой фации, интенсивная складчатость, широкое развитие гранитоидных формаций, слагающих до 50 % площади геосинклинали, – все это составляет характерные и уникальные для позднего карелия особенности свекофеннской протогеосинклинали.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Сумийско-сариолийское время (2500–2300 млн лет). Осадочные породы представлены маломощными выклинивающимися полимиктовыми конгломератами с гравийно-псаммитовым или лавовым и туфовым цементом, ленточными сланцами с «плавающей» галькой, субаркозовыми или кварцевыми песчаниками. Многие исследователи считают эти конгломераты тиллитами.

Ятулийское время (2300–2100 млн лет). В основании разрезов раннего ятулия (до 800 м мощности) чаще всего развиты аркозовые и полевошпатовые песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты. Выше идут мелководные розовые олигомиктовые кварциты с горизонтами гематитовых алевролитов, содержащих знаки ряби и трещины усыхания. Все алевропелиты выделяются высоким содержанием калия при дефиците натрия.

Второй цикл осадконакопления раннего ятулия начинается дифференцированными светлыми косослоистыми кварцитами и гравелитами, иногда с базальным апатитовым и гематит-магнетитовым цементом с первичными аномалиями урана, редких земель, золота, кобальта и меди. Многие тектурные признаки говорят о формировании подобных пород в климатических условиях, близких к эвапоритовым.

Разрезы позднего ятулия представлены в основном красноцветными терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 500 м. Среди них преобладают строматолитовые и онколитовые доломиты рифогенных, лагунных фаций с многочисленными признаками эвапоритового климата. Латеральная зональность в поздне-ятулийских бассейнах выражена контрастнее, чем в раннеятулийских. В интракратонных бассейнах пелитовые породы верхнего ятулия обогащены редкими щелочами, бором, барием и стронцием. По содержанию меди, свинца и цинка выделяются мергелистые аргиллиты, завершающие разрез верхнего ятулия.

В проторифтогенных бассейнах преобладает нижняя, терригенная часть разреза верхнего ятулия (мощность до 600 м), а карбонатная часть имеет мощность первые десятки метров. Текстуры пород свидетельствуют об их образовании в мелко-водных континентальных бассейнах. Помимо климатических обстановок, близких к эвапоритовым, масштабного развития биоценозов и присутствия свободного кислорода огромное значение имели синхронные вулканогенно-гидротермальные процессы. Они нашли выражение в развитии специфических отложений: яшмоидов, кремнисто-карбонатных сланцев, гематитовых и марганцево-сидеритовых руд с оолитовой и микроолитовой структурой, а также в контрастной латеральной литологической и геохимической зональности.

Люди́ковийское время (2100–1920 млн лет). Все разрезы люди́ковия состоят из трех основных частей. Нижняя представлена алевропелитами кремнисто-мергелистого состава. Она служит буферной зоной между эвапоритовыми комплексами ятулия, сформировавшимися в окислительной обстановке, и углеродистыми породами средней части разреза люди́ковия, образующимися в бескислородной обстановке стагнационных бассейнов. В рифогенных бассейнах они образуют маломощные горизонты карбонатно-кремнистого состава с примесью туфогенного материала. Среднюю часть разреза люди́ковийских разрезов представляют углеродсодержащие породы (в Онежском бассейне – шунгиты, лидиты). Эти породы отлагались в мелко-водно-морских или прибрежных условиях. Кроме линз шунгитов здесь присутствуют горизонты пиритовых конкреций, конгломератов и тонкозернистых пиритовых руд. Верхняя часть люди́ковия сложена преимущественно карбонатно-туфогенными и кремнисто-туфогенными типами пород. Все бассейны люди́ковия несут черты латеральной зональности. В их окраинных частях развиты псаммитовые и конгломератовые разности углеродистых сланцев с многочисленными знаками ряби, трещинами усыхания, отпечатками конкрециевидных биогенных обособлений. В центральных частях бассейнов преобладают углистые сланцы с линзами массивных шунгитов. Мощность сланцев значительно возрастает.

Краевые части бассейнов обогащены редкими щелочами и бором, а центральные – медью, молибденом, цинком и особенно ванадием. Для бассейнов люди́ковия ведущими являются две ассоциации элементов: никель-кобальт-цинк-медистая и

ванадий-молибден-благороднометалльная. Первая связана с линзами сульфидных конкреций и желваков, переходящих в массивные колчеданные руды, обрамляющие линзы массивных шунгитов. Вторая характерна для всех типов пород, но особенно контрастно выражена в конкреционно-ленточном, мельниковитовом и углеродистопелитовом горизонтах перикратонных бассейнов. Данные по составу свободного углерода подтверждают биогенные источники его происхождения. По своей структуре он ближе всего к керогену, значительно реже к антраксолиту и содержит битумоиды, углеводы, порфирины, фикобилины, а также углеводородные газы [Филлипов, 2004; Ахмедов, 1997]. В формировании массивных шунгитов в основном принимали участие коккоидные маты с преобладанием цианобактерий.

Калевийское время (1950–1800 млн лет). В перикратонных типах бассейнов разрез сложен терригенными турбидитовыми комплексами с низкими концентрациями углеродистого вещества. В бассейнах рифтогенного типа преобладают вулканогенно-турбидитовые ассоциации пород с повышенным содержанием углерода. В латеральном профиле перикратонной структуры Коли–Оутокумпу выделяются три типа разрезов калевия: углеродисто-конгломератовый, углеродисто-турбидитовый и турбидитно-углеродистый. Главным признаком этих разрезов является отсутствие в них конкреций карбонатного, мангано-карбонатного, карбонатно-фосфорного и углеродисто-сульфидного состава.

В северной части Онежской структуры преобладают углеродсодержащие и псаммитовые турбидиты флишоидного типа с текстурами мелководья, иероглифами и горизонтами сланцевых конглобрекций, сложенных обломками пород людиковия. В верхах разреза присутствуют туфогенные турбидиты с горизонтами марино-гляциальных отложений. В южной части Онежской структуры, отвечающей более глубоководной части бассейна, калевий представлен тонкоритмичными образованиями субграуваккового состава с «плавающими» гальками, карбонатными и фосфаткарбонатными конкрециями, а также пелитовыми мергелистыми турбидитами с глубоководными текстурами.

В бассейнах калевия проторифогенного и тафрогенного типов широко проявился основной вулканизм. Осадочные породы составляют от 10 до 50 % разреза. Осадки сложены туфогенными или граувакковыми углеродистыми турбидитами с валунными конгломератами. В Печенгской структуре преобладают углеродсодержащие песчаники и гравелиты с линзами конседиментационных брекчий и конгломератов с плавающей галькой. Здесь развиты фосфатные, марганцовистые и карбонатно-известковистые конкреции. С этим уровнем связано присутствие микрофоссилий грибной природы, представленных объемными формами различной морфологии. В средних частях разрезов ждановской свиты располагаются горизонты сульфидно-углеродистых пелитов с повышенными содержаниями Cu, Ni, Co и Zn.

Количество углеродистого вещества в породах калевия значительно ниже, чем в людиковии. Оно представлено тонкой рассеянной частью переотложенной формы, и его содержание постепенно уменьшается с глубиной бассейна. Характерно более высокое содержание битумных компонентов с преобладанием метано-нафтенной фракции. Участие биоценозов в накоплении углеродистого вещества и металлов подтверждается присутствием остатков прокариот микрофоссилий, стириолитов и микростроматолитов, но масштаб биогенных процессов ниже, чем в людиковии.

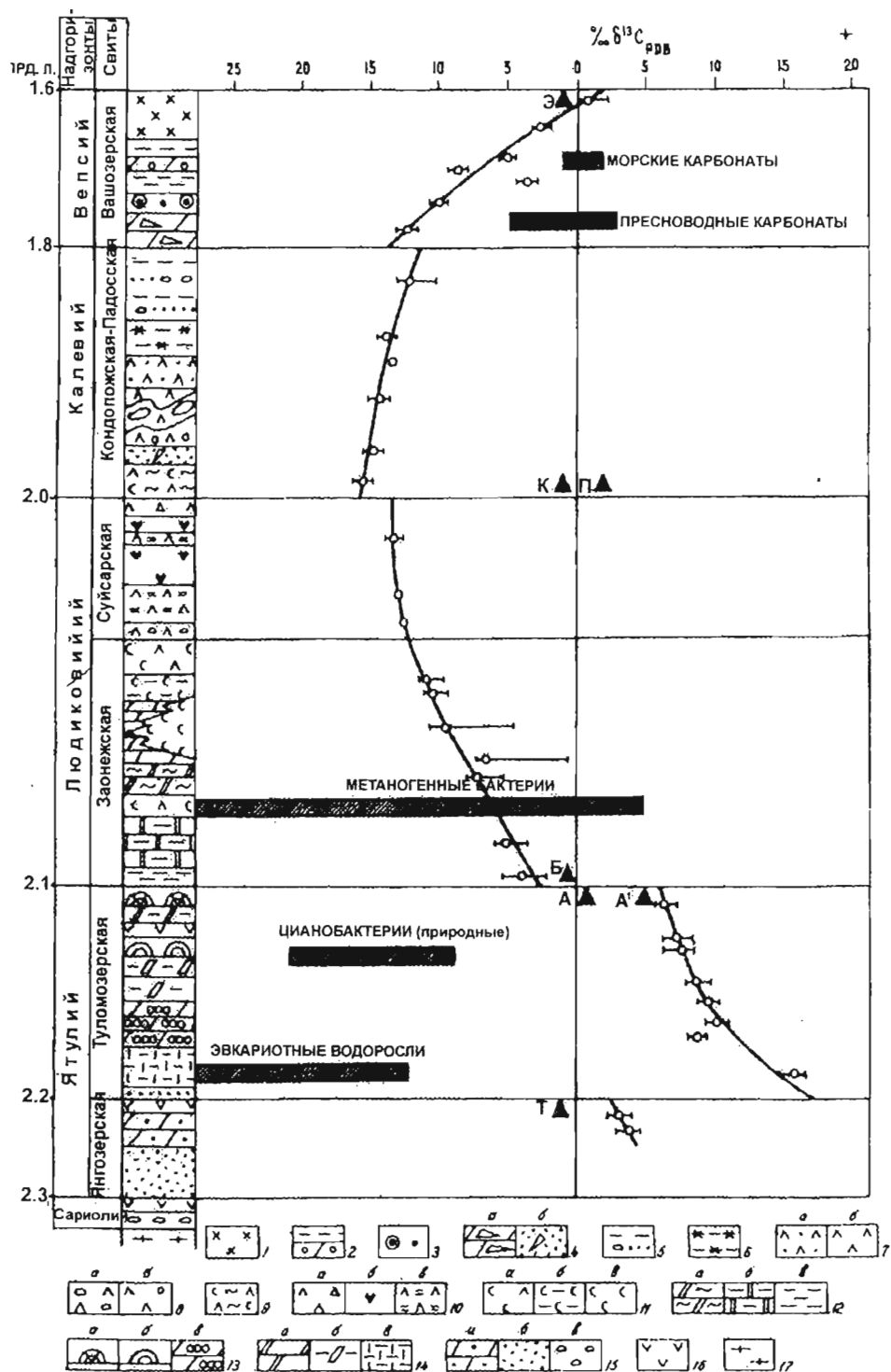
Вепсийское время (1800–1650 млн лет). В краевых частях Карельского кратона в этот период развились мелководные континентальные бассейны, в которых формировались преимущественно красноцветные терригенные комплексы. В нижнем вепсии в пределах Онежской мульды располагалась депрессия, где отлагались грубозернистые терригенные осадки петрозаводской свиты. По ее краям в мелководной части бассейна фиксируются прибрежно-лагунные фации с большим разнообразием онколитов.

В верхнем вепсии площадь бассейна значительно увеличилась, фациальные условия седиментации стали более разнообразными. В западной части бассейна отлагались мономиктовые кварциты с линзами валунно-галечных кварцевых конгломератов. В восточном краю бассейна отлагались малиновые мономиктовые кварциты приливно-отливных зон с высокой концентрацией циркона, монацита и ксенотима.

Сравнение формационных типов внутрикратонных разрезов осадочных пород карелия Балтийского щита, Украины и ВКМ свидетельствует о единой тенденции их изменения. Отличия заключаются в значительно большей железорудной специализации разрезов КМА и Кривого Рога на уровне сариолия и раннего ятулия. Именно они содержат крупные и уникальные месторождения железных руд джеспелитовой формации. Новокриворожская свита УЩ по формационному типу и возрасту отвечает сариолию БЩ, роговская свита КМА близка к верхнему ятулию БЩ, а тимская и курбакинская свиты с возрастом 2075–2090 млн лет отвечают нижней части людииковского надгоризонта. Более молодые отложения карелия в разрезах внутрикратонных структур ВКМ и УЩ не установлены.

Изучение изотопного состава серы, углерода и кислорода в опорных разрезах карелия дает важную информацию об особенностях формирования осадочных бассейнов (рис. 39 и 40). Для верхнеятулийского уровня наблюдается существенное обогащение карбонатных пород тяжелым изотопом углерода, что коррелируется с аналогичным явлением, установленным в красноцветных доломитах роговской и яковлевской свит КМА. На границе ятулия и людииковия, т.е. на границе красноцветных и черносланцевых комплексов наблюдается резкое облегчение изотопного состава карбонатного углерода. Это смещение наблюдается в разрезах раннего протерозоя всех докембрийских регионов и свидетельствует о глобально выраженной смене физико-химических условий, доминировавших в гидросфере и атмосфере Земли. Далее по разрезу наблюдается плавное изменение изотопного состава углерода с некоторым слабым утяжелением в вепсии, где снова появляются эвапоритовые условия седиментации (рис. 39).

Изотопный состав сульфатной серы баритов верхнего ятулия и вепсия тяжелее, чем средний изотопный уровень более молодых фанерозойских эвапоритов. Своего максимума он достигает в верхнем ятулии (рис. 40). Значительно более сложные закономерности обнаруживаются в распределении изотопного состава сульфидной серы из диагенетических стяжений и конкреций. Тем не менее в интервале 2,1–2,0 млрд лет фиксируется наиболее значительная аномалия тяжелого изотопного состава, совпадающая с высоким содержанием на этом уровне углерода, серы и суль-



фидов. По аналогии с фанерозойскими бассейнами можно предполагать, что в людикинии преобладали стратифицированные стагнационные бассейны.

Одним из необходимых условий накопления изотопно-тяжелой сульфидной серы, углерода и металлов в бассейнах такого типа должно быть периодическое возникновение закрытых систем, где шли наиболее интенсивные процессы бактериального восстановления сульфатов при значительном привносе вулканогенными гидротермами соединений серы, углерода и органометаллокомплексов. Такие условия в калевии уже не возобновлялись.

ВУЛКАНИЗМ

Вулканиды составляют значительную часть (до 70 %) разреза карелид, особенно в проторифтогенных и тафрогенных поясах Карело-Кольского региона. Во внутрикратонных прогибах и впадинах их доля не превышает 10–15 %. Внутрикратонные впадины ВКМ и УЩ существенно терригенные и количество вулканидов в них невелико (<5 % суммарного разреза). Поскольку рифтогенные структуры Балтийского щита развивались на протяжении 700 млн лет и наиболее изучены, то эволюция вулканизма рассмотрена на их примерах. Структуры других частей ВЕП используются в качестве сравнения. Имандра-Варзугская и Печенгская структурно-формационные зоны (СФЗ) являются стратотипическими. Сумийский надгоризонт представлен вулканидами риодацит-андезибазальтовой формации с возрастом 2425 млн лет. Значительно преобладают базальты и пикрито-базальты нормальной щелочности с несколько повышенным содержанием кремнезема [Вулканизм докембрия, 1976]. Общая направленность эволюции вулканизма гомодромная.

Рис. 39. Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в опорном разрезе раннего протерозоя Карело-Кольского региона

Вариации изотопного состава карбонатного углерода, а также его средние значения (треугольники) по различным карбонатным и карбонатно-кремнистым формациям раннего протерозоя (Schidlowski et al., 1983). Серии: А – Верхняя Албанела (Канада), А' – Нижняя Албанела (Канада); Б – Белчер (Канада), К – Кахочела (Канада), П – Питей (Канада); Т – Трансвааль (Ю. Африка); Э – Эрахиди (З. Австралия)

1 – карбонатно-кремнистые сланцы; 2 – онколитовые песчаники и сланцы; 3 – известковистые гравийные оолиты; 4 – сланцевые конгломераты (а – с карбонатным цементом, б – с туфогенно-псаммитовым цементом); 5 – туффовые песчаники и алевролиты с редкой галькой и карбонатными конкрециями; 6 – пестроцветные ленточные сланцы; 7 – туфы (а – туфопесчаники, б – туфобрекчии); 8 – туфогенные ленточные сланцы (а – с валунами и галькой, б – карбонатными конкрециями); 9 – шунгитистые туффиты; 10 – магнезиальные вулканиды (а – туфобрекчии, б – пикритовые порфириды, в – пепловые туфы); 11 – углесодержащие породы (а – шунгитовые туффиты, туфы, б – слоистые шунгиты, в – массивные шунгиты); 12 – карбонатсодержащие шунгиты (а – шунгитистые доломиты, б – известковистые шунгитистые сланцы и известняки, в – мергелистые сланцы); 13 – строматолитовые доломиты (а – купольные (рифтогенные) биогермы, б – мелкие куполовидные биогермы, в – комковатые строматолиты); 14 – карбонатно-глинистые сланцы (а – доломитовые, б – с псевдоморфозами по гипсу, ангидриту (эвалоритовые), в – полевошпат-известковистые); 15 – обломочные породы (а – песчаники с карбонатным цементом, б – кварциты, в – конгломераты); 16 – диабазы, андезибазальты; 17 – граниты и гнейсы фундамента

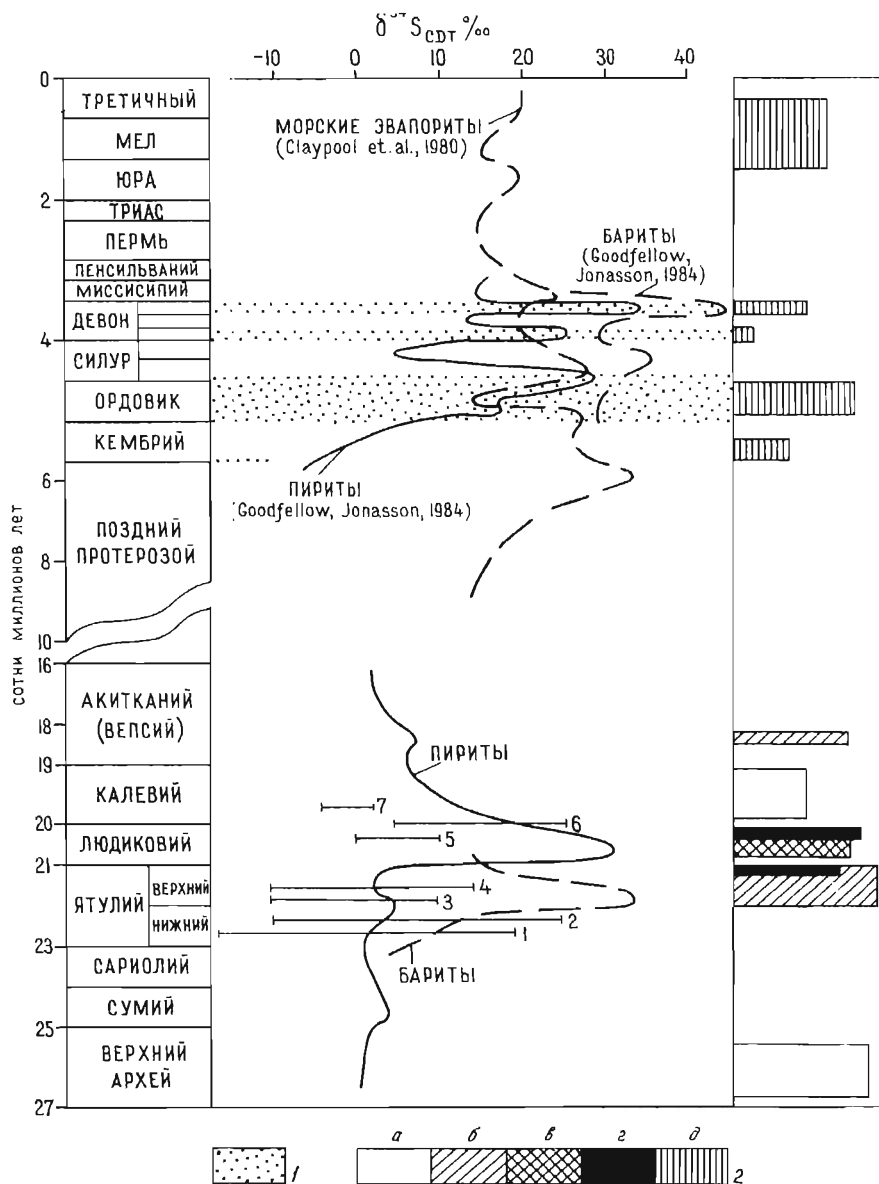


Рис. 40. Колебания значений S_{34} сульфидной и сульфатной серы в раннепротерозойской истории в сравнении с историей фанерозоя (Goodfellow et al., 1987)

1 - стратифицированные бескислородные воды; 2 - вулканогенно-осадочные руды (а - прослые колчеданные, б - медистые песчаники, в - Zn-Co-сульфидные, г - благородные металлы, д - полиметаллы, е - Ni-Co сульфидные)

Значения изотопного состава сульфидной серы: 1 - кварциты свиты Лоррайн, Гурон (Schidlowski et al., 1983), 2 - Удокан, (Богданов, Голубчина, 1969), 3 - эвапориты Гордон-Лейк, доломитовая серия Трансвааль (Schidlowski et al., 1983), 4 - кривозериты туломозерской свиты; 5 - черные сланцы яковлевской свиты КМА; 6 - сланцевая серия Онватин, Седбери (Schidlowski et al., 1983), 7 - черные сланцы тимской свиты КМА

Сариолийский надгоризонт содержит вулканы от андезибазальтов до магнетиновых базальтов с нормальной щелочностью. В ятулийское время как в Печенгской, так и Имандра-Варзугской структурах наблюдается резкий рост щелочности лав. Здесь широко распространены породы трахибазальтовой серии, от трахипикритобазальтов до трахиандезитов и метариолитов. В людиковийский период формируются вулканы с нормальной или даже пониженной щелочностью с вариацией состава от андезитов до пикритов. В Печенгской структуре среди них встречаются малокремнистые ультражелезистые разновидности базальтов (ΣFeO до 20–22 %). Кроме вулканитов в пределах всего разреза карелия отмечаются различной мощности прослои туфов, туфобрекчий, туфоагломератов, состав которых коррелируется с составом лав. В Печенгской структуре в ятулийско-людиковийский период происходило формирование изометрических и овальных вулканоплутонических депрессий – вулканических аппаратов центрального типа.

В калевийский период в Южнопеченгской зоне изливаются вулканы андезитового и базальтового состава нормальной щелочности. В тафрогенной Куала-Выгозерской (Восточно-Карельской) СФЗ вулканизм сумийско-сариолийского времени относится к андезибазальтовому ряду. Для ятулия характерен платобазальтовый вулканизм нормальной или несколько повышенной щелочности. Людиковийский период – этап мощного излияния пикрит-базальтовых лав. Они достигают суммарной мощности 2–3 км (свита Ветреного Пояса), образуя серию дифференцированных потоков, залегающих друг на друге. Особенно значительна дифференциация в содержаниях MgO (от 5 до 30 %) со средним значением 14–15 %. В отличие от коматит-базальтовой формации лопия, в базальтоидах карелия отмечается существенно более высокие содержания литофильных редких элементов, свидетельствующие о контаминации базальтовым расплавом кислой коры.

Во внутрикратонных структурах Балтийского щита эволюция вулканитов по своей направленности похожа на вышеописанную, но менее контрастна: в сумийско-сариолийское время преимущественно дацит-риолитовая и андезибазальтовая, в ятулийское – плагиобазальтовая, в людиковийское – пикрит-базальтовая или толеит-базальтовая формации нормальной щелочности.

На ВКМ вулканизм карельской эпохи проявился лишь в людиковийское время в контрастной (бимодальной) ассоциации лав, варьирующих по составу от риодацитов до пикритов. В Криворожской СФЗ Украины вулканы андезибазальтового состава отмечены в новокриворожской сумийско-сариолийской свите, а выше по разрезу не встречаются.

В протогеосинклинальных Ингуло-Ингулецкой и Воронцовской СФЗ вулканы достоверно не установлены, хотя, возможно, кислые вулканы присутствуют. В Свекофеннской протогеосинклинали вулканизм проявился достаточно широко. По видимому, ранний вулканизм представлен толеит-базальтовым рядом, а поздний имеет преимущественно андезитовый состав с дифференциацией до риодацитов.

Лавы вулканогенно-плутонических поясов тесно связаны по составу с плутоническими комплексами. В Оршано-Волынском поясе – это эффузивы клесовской серии с возрастом 2020–1970 млн лет, представленные лептитами, диабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, альбитофирами, кератофирами, фельзитами и их туфами. Эффузивы Транскандинавского пояса представлены риолитами.

ПЛУТОНИЗМ

Отмечается широкий спектр интрузивных формаций, среди которых преобладают мантийные комплексы основного состава. Наиболее ранние из них внедрились в сумийское время [Объясн. зап. ..., 2003] в интервале 2400–2500 млн лет. Это перидотит-пироксенит-габброноритовый, габброанортозитовый, перцолит-габброноритовый расслоенные комплексы Карелии и Кольского п-ова, с которыми связаны месторождения медно-никелевых, хромитовых и платиноидных руд. Большинство перечисленных интрузий располагается в бортах рифтоподобных структур или у СВ края Карельского кратона. Редкие интрузии кислого состава в пределах Кольского Беломорья представлены канозерским комплексом щелочных гранитов, а на Карельском кратоне – вичанским чарнокит-гранодиорит-гранитовым и койгерским монцодиорит-гранитовым комплексами.

В сариолийское и ятулийское время внедрялись лишь дайковые серии габбро-долеритов. Следующая вспышка интрузивной активности наблюдается в людиковийское время. Многочисленные интрузии основного-ультраосновного состава дают широкий спектр дунит-пироксенит-габброноритовой, перидотит-габбровой, перидотитовой, габбро-верлитовой формаций Карелии и Кольского п-ова, с которыми связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд, в том числе Печенги. В это же время произошло внедрение Соустовского массива щелочных сиенитов (Кольский п-ов).

В пределах КМА более широко представлен кислый магматизм людиковийского времени – диорит-плагиогранитные и гранитные интрузии. В Ингуло-Ингулецкой и Воронцовской протогеосинклиналях проявлены мигматит-гранитные и гранитные людиковийские комплексы, а в Воронцовской протогеосинклинали перидотит-габбровые (мамонский) и дунит-пироксенит-норит-диоритовые (еланский) рудоносные комплексы.

Постороженные интрузии преимущественно людиковийско-вепсийского времени на территории восточной части ВЕП встречаются в разных структурно-формационных зонах и образуют две большие группы. В первую из них входят гранитовые комплексы, состав которых варьирует от нормальных гранитов и гранодиоритов до щелочных гранитов и сиенитов. Для них всех характерно высокое содержание рубидия, серебра, молибдена, урана, бериллия, бария и других литофильных элементов корового происхождения, резкое преобладание калия над натрием.

Вторая группа – это щелочно-ультраосновные комплексы, известные на Кольском п-ове, в Северной Карелии, ВКМ, Приазовском блоке УЩ. Их состав варьирует от перидотитов и пироксенитов до сиенитов и нефелиновых сиенитов, часто отмечаются карбонатиты. Эти комплексы специализированы на титан, железо, апатит, редкие земли, давая в ряде случаев промышленные месторождения. Наиболее мощно интрузивный магматизм проявился в Свекофеннской протогеосинклинали. Он начинается с внедрения габбро-диорит-тоналитовых формаций (1864 млн лет), которые сменяются во времени мигматит-плагиогранитами (1856–1840 млн лет), а завершается калиевыми гранитоидами и монцонит-сиенит-гранитовым комплексом (1806–1803 млн лет). Этот формационный ряд проявился не только в пределах геосинклинали, но и в северо-западной части Карельского кратона, подвергшегося интенсивной переработке в позднем карелии.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм Карельской эпохи по своим особенностям существенно отличается от метаморфизма предшествующей архейской эпохи. Закономерности его проявления различны для кратонов и геосинклиналей. Внутрикратонные структуры карелид в пределах ГЗО метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В перикратонных структурах он может повышаться до эпидот-амфиболитовой фации, а в рифтогенных поясах даже до низкотемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии. В любом случае метаморфиты зеленосланцевой фации значительно преобладают.

В протогеосинклиналях, заложенных на гранулит-гнейсовом основании, интенсивность метаморфизма возрастает. В Воронцовской геосинклинали степень зонального метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии меняется от зеленосланцевой до среднетемпературной амфиболитовой фации, местами проявляется слабая гранитизация. В Ингуло-Ингулецкой геосинклинали региональный метаморфизм меняется от эпидот-амфиболитовой до высокотемпературной амфиболитовой фации с интенсивно проявленными процессами натриевой и калиевой гранитизации.

Все супракрустальные толщи карелия в пределах ГГО на УЩ метаморфизованы не ниже эпидот-амфиболитовой, а чаще в амфиболитовой фации низкобарического метаморфизма. В архейских комплексах широко проявлены процессы карельского ультраметаморфизма вначале натриевого, а затем калиевого ряда.

В пределах Волго-Уральского мегаблока площадные процессы карельского метаморфизма и ультраметаморфизма практически не проявились. Характерно, что пик метаморфических процессов в Воронежско-Украинском мегаблоке приходится на людиновское (2100–1950 млн лет), а на Балтийском щите – на калевийское время (1850–1830 млн лет).

Область аномальных эндогенных тепловых потоков в раннем протерозое – Свекофеннская протогеосинклираль. Лишь на ее флангах иногда отмечается зеленосланцевый метаморфизм, но в целом преобладают метаморфиты амфиболитовой фации. В ряде случаев степень метаморфизма поднимается до уровня гранулитовой фации. В целом для Свекофеннского блока характерен купольно-зональный метаморфизм низкобарической андалузит-силлиманитовой фациальной серии с широко проявленными процессами гранитизации и регионального метасоматоза.

В пределах Белорусско-Прибалтийского блока развиты площадные процессы гранулитовой фации метаморфизма с возрастом 2000–1900 млн лет. Возникающие при этом метаморфиты петрографически не отличимы от архейских метаморфических комплексов Волго-Уральского мегаблока. До сих пор неясно, являются ли они нижними срезами глубокометаморфизованных поздних карелид, либо представляют собой древний фундамент, повторно метаморфизованный в свекофеннское время и полностью утративший предыдущие изотопные датировки. В любом случае очевидно, что Свекофеннско-Прибалтийский мегаблок в калевийско-вепсийское время стал областью уникальных для ВЕП аномальных эндогенных тепловых потоков. В Карело-Кольском регионе тепловые процессы этого времени проявились лишь в узких шовных зонах, для которых характерен метаморфизм повышенных давлений.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

После завершения процессов складчатости и метаморфизма позднего лопия произошло заметное снижение тектонической активности ВЕП. Во время длительного (100–150 млн лет) перерыва произошла глубокая эрозия архейских комплексов, которые стали поставлять обломочный материал в образующиеся осадочные бассейны. На месте гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) сформировались кратоны. В ряде случаев к ним присоединились и части гранулит-гнейсовых областей (ГГО). В целом же ГГО по-прежнему остались более мобильными. Волго-Уральская ГГО полностью кратонизировалась.

Вдоль границ крупных Кольского и Карельского кратонов заложилась проторифтогенные и тафрогенные пояса (Печенга-Имандра-Варзугский и Куола-Выгозерский), а в пределах кратонов стали формироваться внутрикратонные, перикратонные вулканогенно-осадочные впадины и приразломные прогибы (протоавлакогены). В Воронежско-Украинском мегаблоке на гранулит-гнейсовом фундаменте образовались Воронцовский и Ингуло-Ингулецкий протогеосинклинальные бассейны. В пределах Свекофеннского блока в позднем карелии заложился крупный протогеосинклинальный бассейн.

Время заложения и окончания существования отдельных структур, а также формационный состав слагающих их вулканогенно-осадочных комплексов различны для разных частей ВЕП. Наиболее длительный путь развития прошли проторифтогенные и тафрогенные пояса (около 700 млн лет), время жизни внутрикратонных и перикратонных структур и протогеосинклиналей 400–150 млн лет, вулканоплутонических поясов – около 100 млн лет. Количество и разнообразие формаций вулканических пород максимально в проторифтогенных и тафрогенах (до 70 % общего разреза), в перикратонах и внутрикратонных структурах составляет 10–35 %, а в протоавлакогенах (Кривой Рог, КМА) – 5 % и менее. Воронцовская и Ингуло-Ингулецкая протогеосинклинали практически авулканогенны, а количество вулканитов в Свекофеннской протогеосинклинали составляет около 30 % от общего разреза.

Интенсивность складчатости и метаморфизма возрастает от протократонных к перикратонным и рифтогенным структурам, еще выше в прогибах, заложенных на гранулит-гнейсовом фундаменте, и наиболее высока в протогеосинклиналях. В целом по сравнению с архейской эпохой интенсивность эндогенных тепловых потоков существенно уменьшилась как в кратонизированных, так и в мобильных блоках земной коры и сместилась в западную часть ВЕП.

Карельская эпоха характеризуется значительным разнообразием осадочных формаций. По сравнению с археем здесь возросло количество конгломератов, в терригенных породах впервые появляется обломочный калиевый полевошпат, возрастает доля зрелых дифференцированных осадков, карбонатных пород (преимущественно доломитов), углеродистых и высокоуглеродистых пород, джеспелитов. Значительную роль в осадконакоплении стало приобретать органическое вещество. Первые конгломераты появляются на БЩ в сариолийское, позже в нижнеятулийское и затем в людиковийское и вепсийское время. Пик развития карбонатных пород относится к верхнеятулийскому времени. Углеродистые формации развиты в ряде структур в людиковии и в меньшей степени в калевии. На УЩ и ВКМ эти формационные типы осадков появляются раньше на 100–200 млн лет.

Анализируя осадочные бассейны карелия на территории ВЕП, можно прийти к следующим выводам: 1) их площадь постепенно возрастает от раннего к позднему карелию. 2) бассейны обладают резко выраженной латеральной зональностью, свидетельствующей об их мелководности, слабодифференцированном рельефе, местных областях сноса обломочного материала, значительной роли среднего и основного вулканизма.

Особым типом структур, которые присущи позднему карелию, явились вулкано-плутонические посторогенные межмегаблоковые пояса, характерные для всех лавразийских щитов. На ВЕП к ним относится Волыно-Оршанский (1970–2020 млн лет) и Транскандинавский (1750–1800 млн лет) пояса.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП

Эта зонотема охватывает огромный интервал времени от 1800 до 600 млн лет, сравнимый с карелием и археем. В настоящей работе мы включаем в нее также сравнительно небольшой по своей длительности ранний венд, который в структурном отношении близок к рифею.

По морфогенетическим признакам среди структур этого времени выделяются три главных типа (рис. 13): 1) внутриплатформенные – авлакогены, грабены, впадины; 2) переходные – перикратонные прогибы; 3) складчатые пояса миогеосинклинального типа. Во внутриплатформенных структурах породы рифея представлены преимущественно континентальными формациями. Они практически не деформированы и преобразованы лишь слабыми диагенетическими процессами. В перикратонных прогибах преобладают формации шельфовых морей; наблюдается пологая, чаще всего приразломная складчатость, а метаморфизм достигает серицит-хлоритовой субфации. В складчатых поясах отмечаются интенсивная линейная складчатость и зональный региональный метаморфизм, достигающий условий среднетемпературной амфиболитовой фации, однако площади распространения низкотемпературных метаморфитов зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фации существенно превышают области высокотемпературного метаморфизма.

Корреляция разрезов рифея и нижнего венда затруднена из-за с разрозненности внутриплатформенных структур, отсутствия объектов, пригодных для изотопного датирования, изменчивости фациального состава и отсутствия в отложениях органических остатков. Встречающиеся в перикратонных и геосинклинальных типах разрезов строматолиты и микрофитолиты пока не могут быть использованы для целей общей стратиграфии. Несмотря на проблемы со стратификацией, рифейская зонотема на ВЕП может быть разделена на два подэтапа – бурзянский и раннебайкальский.

БУРЗЯНСКИЙ ПОДЭТАП

О специфике этого раннего этапа рифейской истории в регионе в настоящее время имеются весьма не полные данные. Надежно обоснованный нижний рифей установлен лишь на востоке платформы в Предуралье и в Свеккофеннской области Балтийского щита.

На Востоке платформы, судя по данным бурения и сейсмических исследований, в раннем рифее существовала интенсивно погружающаяся структура – Калтасинский прогиб, выполненный карбонатно-аргиллито-песчаной формацией кырпинской серии. Общая мощность нижнерифейской серии пород более 4800 м, а возраст ее доказан прямой корреляцией со стратотипическим разрезом раннего рифея (бурзяния) Башкирского антиклинория и подтвержден датировками прорывающих габбро-долеритов – 1310–1377 млн лет (К-Аг метод). Калтасинский прогиб расположен дискордантно под углом 60° к уральским структурам, переходит на Южный Урал и, по геофизическим данным, продолжается дальше на юго-восток до главного Уральско-го надвига. Таким образом, в пределах Калтасинского прогиба и Башкирского антиклинория в раннем рифее существовал обширный морской залив. Субплатформенные осадки здесь постепенно переходят в перикратонные, а затем миогеосинклинальные формации. Бурзянская серия имеет трансгрессивное строение, начинаясь с айской существенно терригенной свиты с редкими прослоями щелочных базальтоидов и заканчиваясь саткинской и бакальской свитами сланцево-карбонатного состава. Общая мощность бурзянской серии достигает 5000 м. Нижняя граница бурзяния неизвестна, но возраст трахибазальтов верхней толщи навышской подсвиты 1615 ± 45 млн лет [Нижний рифей..., 1989]. Верхняя граница ее определяется возрастом Бердяушского массива (1350–1400 млн лет), образованного габброидами и рапаквивидными гранитами (ранняя фаза), а также нефелиновыми сиенитами (поздняя фаза).

Вышележащая машакская серия сложена преимущественно субаэральными основными и кислыми вулканитами и их туфами, затем кварцито-песчаниками (иногда красноцветными), конгломератами и филлитами. Общая мощность ее достигает 2300 м. Кислые вулканиты этой свиты имеют возраст 1330–1346 млн лет [Краснобаев, 1986]. Не исключено, что машакская свита завершает бурзянский этап развития рифеид Башкирского антиклинория (поздняя моласса).

Принципиально иной была обстановка в раннем рифее на западе ВЕП. В Свекофеннской области нижний рифей представлен, по Ю. Б. Богданову, хогландской терригенно-эффузивной серией [Левченков и др., 1998]. Вся ее порфировая толща, по геохимическим данным, комагматична гранитам рапакиви. Суммарная мощность разреза не превышает 200 м. Ю. Б. Богданов по возрасту коррелирует хогландскую серию с породами супергруппы Телемарк (Южная Норвегия), сложенной толщами кварцитов и эффузивов разного состава мощностью до 2000 м, а также с толщей Омоль–Харред (Юго-Западная Швеция) сходного состава, изохронный возраст которой 1614 ± 7 млн лет. Обе формации зонально метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и являются эвгеосинклинальными. Восточнее, вблизи Балтийского моря, распадаются граниты рапакиви и связанные с ними маломощные толщи эффузивов, не испытывавшие складчатости и метаморфизма. Размер массивов рапакиви уменьшается в Свекофеннской области с юго-востока на северо-запад так же, как и их возраст (от 1650 до 1500 млн лет).

К этому же тектоническому этапу относятся збраньковская, озерянская и белокоровичская терригенно-эффузивные свиты Белокоровичской синклинали Украины общей мощностью около 900 м. Они тесно связаны с Коростенским плутоном рапа-

киви и имеют близкий возраст (1850-1750 млн лет), т. е. принадлежат уже к позднему карелию.

По-видимому, к раннему рифею относится и разрез Ладожского прогиба, т.к. возраст Валаамского силла, по Ю. Б. Богданову, составляет 1499–1450 млн лет [Rämö et al., 2001]. Суммарная мощность нижнего рифея этой мульды, по геофизическим данным, достигает 2000 м при общем терригенном типе разреза.

Вероятно, рифейские образования такого типа выходят в пологих мульдах северной части Ботнического залива.

Таким образом, в хогландский этап в Свекофеннско-Прибалтийском мегаблоке в тесной связи с крупными массивами гранитов рапакиви образуются небольшие осадочно-вулканогенные континентальные впадины обрушения, сложенные красноцветными осадками с заметным преобладанием кислых лав.

Итак, на этом подэтапе в течение длительного времени (от 1800 до 1500 млн лет) с омоложением с юго-востока (Украинский щит) на северо-запад (Балтийский щит) существовал континентальный, но весьма своеобразный режим. Он привел к образованию двух типов формационных континентальных серий. Первая из них – красноцветная терригенно-вулканогенная, тесно связанная с формированием гранитов рапакиви, и вторая – базальт-терригенная, залегающая на первой с угловым и структурным несогласием. Аналогов подобного режима в других мегаблоках ВЕП не отмечается.

История раннего подэтапа Свекофеннско-Прибалтийского мегаблока закончилась в конце среднего рифея мощной складчатостью, зональным метаморфизмом (вплоть до низкотемпературной гранулитовой фации) и внедрением кислых интрузий с возрастом 900–1000 млн лет (в Норвежском и Свеконорвежском блоках).

РАННЕБАЙКАЛЬСКИЙ ПОДЭТАП

Образования позднего этапа рифеид (средний рифей–ранний венд) распространены во всех типах структур.

Для рассматриваемого этапа устанавливается отчетливая тектоническая и формационная зональность на внешних флангах ВЕП. Обширный перикратонный прогиб, протянувшийся от п-ова Варангер до Башкирского антиклинория, сменяется в северо-восточном и восточном направлениях геосинклинальным бассейном. Как правило, эти два типа структур разделены системой разломов, вдоль которых происходит надвигание складчатых рифеид на платформу. Палеогеографические реконструкции, проведенные на северо-востоке территории В. Г. Оловянишниковым [1998], позволяют считать, что в области перикратона верхнедокембрийские отложения формировались во внешней шельфовой и частично в континентальной обстановках. В Кислоручейско-Вымской и Канино-Печорской зонах (миогеосинклиналь) осадконакопление происходило в морских условиях глубокого шельфа и континентального склона при слабобрасчленном рельефе бассейна седиментации и значительном удалении от области сноса. С течением времени активность тектонического режима постепенно снижалась, сокращались интенсивность колебательных движений и глубина бассейна седиментации. Снос обломочного материала шел со стороны ВЕП.

Формационные ряды перикратона и миогеосинклинали обладают большим сходством. В сторону открытого моря увеличивается роль глинистого и карбонатного материала. Суммарная мощность отложений рифея в перикратонных прогибах достигает 4–6 км, а в миогеосинклиналях 10–12 км. На границе миогеосинклинали и перикратона происходит резкое возрастание роли карбостромовой (рифогенной) формации. Время ее образования – преимущественно конец верхнего рифея. Эта формация тянется от п-ова Варангер, через о. Кильдин, мысы Лудоватые (п-ов Канин), на Полюдов кряж и Башкирский антиклинорий.

В последние годы многие исследователи считают, что авлакогены и рифты – структуры одного класса. С этой точкой зрения нельзя согласиться, так как в авлакогенах отсутствуют какие-либо геологические и геофизические признаки связи с мантийными процессами. В частности, отсутствуют субщелочной базальтоидный вулканизм и свойственный рифтам магматизм, не наблюдается деструкции консолидированной коры с подъемом поверхности Мохоровичича и сокращения объема верхней коры, не возникает «коро-мантийная смесь» в нижней коре, не отмечаются повышенные тепловые потоки. По сейсмическим данным отчетливо видно, что авлакогены наследуют особенности глубинного строения предшествующих позднекарельских (или более древних) структур. Слабая перестройка верхней коры ограничивается глубиной 10–15 км.

Во внутриплатформенных структурах (авлакогенах, грабенах, впадинах) развиты преимущественно терригенные красноцветные и сероцветные формации с резко изменчивыми мощностями (от 0 до 3,5 км) и неустойчивым, быстро меняющимся даже в пределах одной структуры литологическим составом пород. В составе формаций преобладают песчаники. Конгломераты имеют небольшую мощность и распространены не повсеместно. Карбонатные породы крайне редки, метабазальты (древние траппы) развиты незначительно и в большинстве платформенных структур не установлены.

В среднем рифее уже окончательно сложился тектонический рисунок ВЕП. Тем не менее, каждый из мегаблоков продолжал развиваться индивидуально. Наиболее опущенным оставался Волго-Уральский мегаблок, на востоке которого существовал морской бассейн. В его перикратонную часть впадали глубокооврезанные приразломные речные долины (Серноводско-Абдулинский, Кажимский авлакогены), несущие грубообломочный материал. По-видимому, обширный рифейский перикратон существовал и на месте современной Прикаспийской впадины.

Воронежско-Украинский мегаблок был высоко поднят. Отложения среднего и позднего рифея в его пределах не известны. Система Зимнебережных авлакогенов Лапландско-Мезенского мегаблока, вероятно, представляла собой единый, углубляющийся к северо-востоку морской залив с постепенным изменением формационного состава осадков и увеличением их мощности. В предпоздневендское время рифейский чехол был разбит системой северо-западных разломов и сохранился лишь в грабенах.

С 1960-х годов прошлого столетия в литературе господствует точка зрения, согласно которой Восточно-Европейский регион в начале венда был охвачен покров-

ным лапландским оледенением, доказательством чему служит наличие в некоторых разрезах пород, относящихся к тиллитам (тиллоидам). Вместе с тем, установлено, что эти породы не входят в состав вендской трансгрессивной серии, а завершают рифейский седиментационный цикл и что в одном из опорных разрезов – в Ладожском прогибе – они представляют собой эксплозивные конгломерато-брекчии (туффизиты), причем в разрезах некоторых скважин они чередуются с доломитами, возраст которых определяется как рифейский. Признаки эксплозивного происхождения пород отмечены и в тождественном ладожскому разрезе нижнего венда Белоруссии, и в разрезах центральных районов Русской платформы (г. Данилов Ярославской области). Приведенные данные позволяют предположить, что доминирующим событием на Русской платформе в конце рифея было не покровное оледенение, а вспышка эндогенной активности [Якобсон, Казак, 2004].

Вдоль северо-восточной и восточной окраин древней ВЕП складчатость, метаморфизм и магматизм завершились в ранневендское время (600 млн лет). С этого времени Восточно-Европейская платформа вступает в фанерозойскую (плитную) эпоху развития в качестве единого геоблока.

Итак, рифейская эпоха в целом характеризуется платформенно-геосинклинальным режимом развития. Достаточно уверенно выделяются ее плитные, геосинклинальные (преимущественно миогеосинклинальные) и переходные перикратонные зоны с близкими к фанерозойским типами структур и формационных комплексов. Плитная часть ВЕП, вероятно, не была перекрыта сплошным осадочным чехлом. Последний развивался лишь в отдельных впадинах и авлакогенах. Обширные линейные морские бассейны кольцом окружали всю платформу. Впервые это было отчетливо показано Л. И. Салопом [1982]. Морские бассейны не могут быть названы палеоокеанами, так как они формировались на континентальной коре и, несмотря на быстрое прогибание, компенсировались осадками, т.е. были преимущественно мелководными.

Первый этап складчатости и метаморфизма (среднерифейский) отчетливо проявился лишь в геосинклиналях, обрамляющих ВЕП с северо-запада (~1000 млн лет), а также, возможно, и в ее юго-западном обрамлении. Второй (завершающий) этап – предверхневендский (раннебайкальский) – проявился повсеместно. Орогенная стадия развития не привела к образованию высоких гор и глубоких предгорных прогибов, так как мощная предгорная моласса развита повсеместно.

Эндогенный тепловой режим в рифейскую эру по сравнению с карельско-свекофеннской заметно изменился. Практическое отсутствие метаморфизма во внутриплатформенных и перикратонных структурах и преобладающий низко- среднетемпературный зональный метаморфизм в складчатых областях свидетельствует о его заметном снижении по сравнению с предшествующим карельским этапом. Тем не менее, четыре мегаблока в рифее, которые развивались самостоятельно, были разделены авлакогенами, и отсутствие настоящего осадочного чехла позволяет называть ВЕП этого этапа мобильной платформой.

ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

До сих пор при рассмотрении истории геологического развития докембрия главное внимание уделялось эволюции тектонических структур и связанных с ними СВК, которые доступны изучению прямыми геологическими методами и обнажаются на современной поверхности кристаллического фундамента. Изменения, происходящие в объеме всей консолидированной коры и верхней мантии, практически не анализировались.

Эволюция докембрийской консолидированной земной коры связана с ее преобразованием в результате проявления мощных эндогенных термальных процессов, обусловленных взаимодействием коры и мантии. Эти процессы фиксируются на поверхности кристаллического фундамента в виде площадного средне-высокотемпературного метаморфизма. Низкотемпературные процессы в отдельных структурах или тектонических зонах не приводят к изменению строения земной коры. Выделяются четыре этапа эндогенной активности: лопийский с максимумом в 2,75–2,6 млрд лет, раннекарельский – 2,15–2,0 млрд лет, позднекарельский – 1,85–1,80 млрд лет, рифейский – 1 и 0,6 млрд лет. Эти этапы не одинаково проявились в разных частях ВЕП (рис. 41). Раннеархейская земная кора на территории ВЕП сохранилась лишь в виде реликтов и может быть разделена на два типа – тоналит-трондьемитовую в стабильных блоках и гранулит-гнейсовую в мобильных областях. Эволюция этих главных исходных типов консолидированной коры представлена на рис. 42. Оба типа коры являются фемическими: в гранулит-гнейсовых областях консолидированная кора близка по составу к толеитовому базальту, а в тоналит-трондьемитовых – к андезибазальту.

В гранит-зеленокаменных областях, формирование коры которых было закончено в **лопийский этап**, отмечается единый процесс – сиализация всего разреза, при этом общая мощность консолидированной земной коры практически не меняется (составляет 40–43 км).

В гранулит-гнейсовых областях, сформировавшихся в лопийский этап, отмечается либо сиализация всего разреза (Мурманский, Токмовский блоки), либо его верхних частей (Днестровский, Кольский блоки).

В **раннекарельский этап** кора преобразуется в локальных, преимущественно линейных зонах. Кора блоков с лопийским гранит-зеленокаменным субстратом меняется за счет процессов сиализации всего разреза (Мезенский блок) или лишь его верхних частей (Курский блок). Во всех этих блоках также фиксируется незначительная аккреция верхней коры за счет метаморфизованного проточехла. В Курском блоке эти процессы привели к увеличению общей мощности консолидированной коры, в Мезенском блоке они сопровождались интенсивным подъемом кровли верхней мантии, приведшим к сокращению мощности коры. Поэтому тип преобразования коры каждого из вышеназванных блоков сугубо индивидуален.

Для блоков с гранулит-гнейсовым лопийским субстратом при раннекарельской активизации основным являлся процесс сиализации верхней части разреза коры, сопровождаемый базификацией низов коры (четыре из семи блоков). Кроме того,

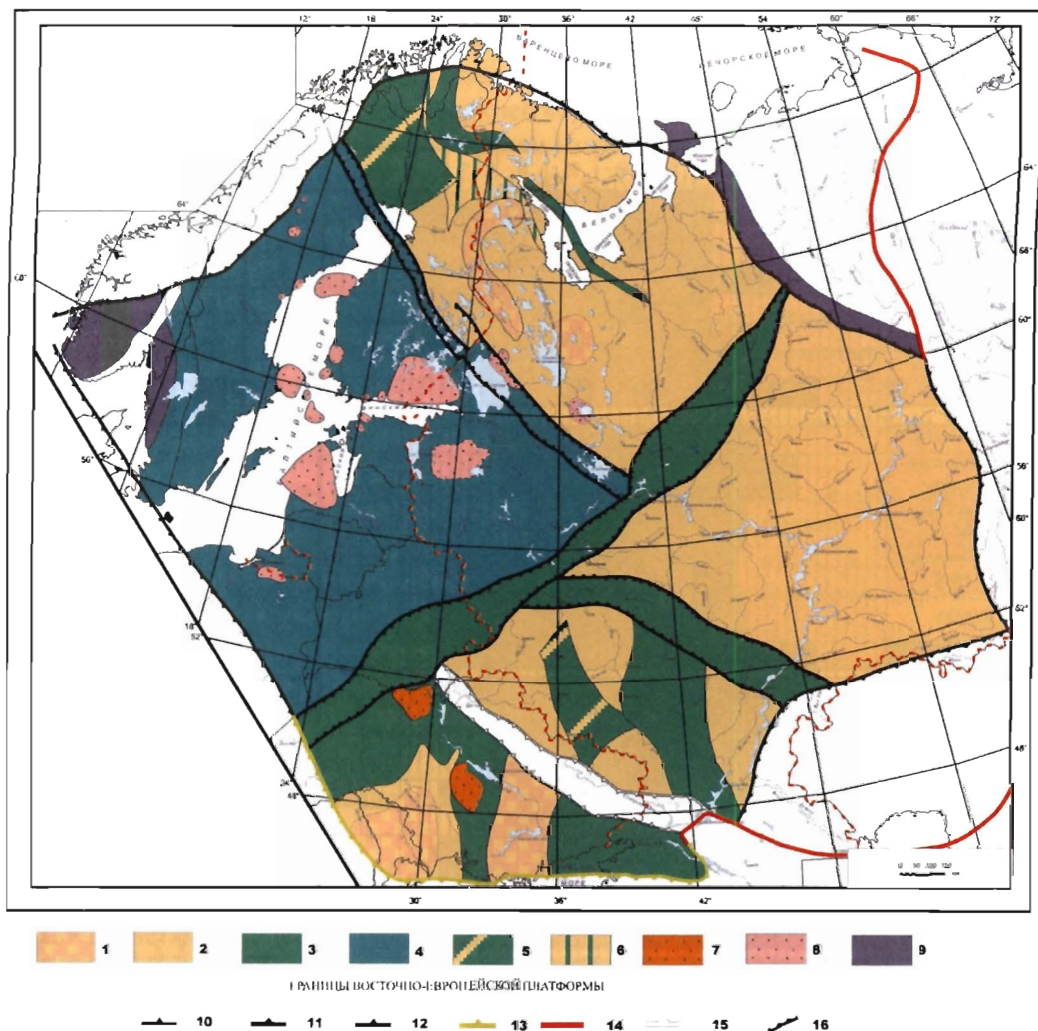


Рис. 41. Схема времени консолидации коры Восточно-Европейской платформы (сост. Ю. Б. Богданов)

1 – участки раннеархейской коры с незначительной переработкой в среднем архее, 2 – кора позднеархейского возраста. 3 – кора раннекарельского возраста, 4 – кора позднекарельского возраста. 5 – архейская кора, существенно переработанная в позднем карелии, 6 – лозднеархейская кора с наложенными процессами позднего карелии, 7 – позднекарельские граниты рапакиви, 8 – раннерифейские граниты рапакиви, 9 – кора рифейского возраста (складчатые рифейды). Границы Восточно-Европейской платформы: 10 – байкальская, 11 – каледонская, 12 – герцинская, 13 – альпийская, 14 – современная, 15 – областей интенсивной переработки докембрийской коры в плитный этап, 16 – межмегаблоковых зон

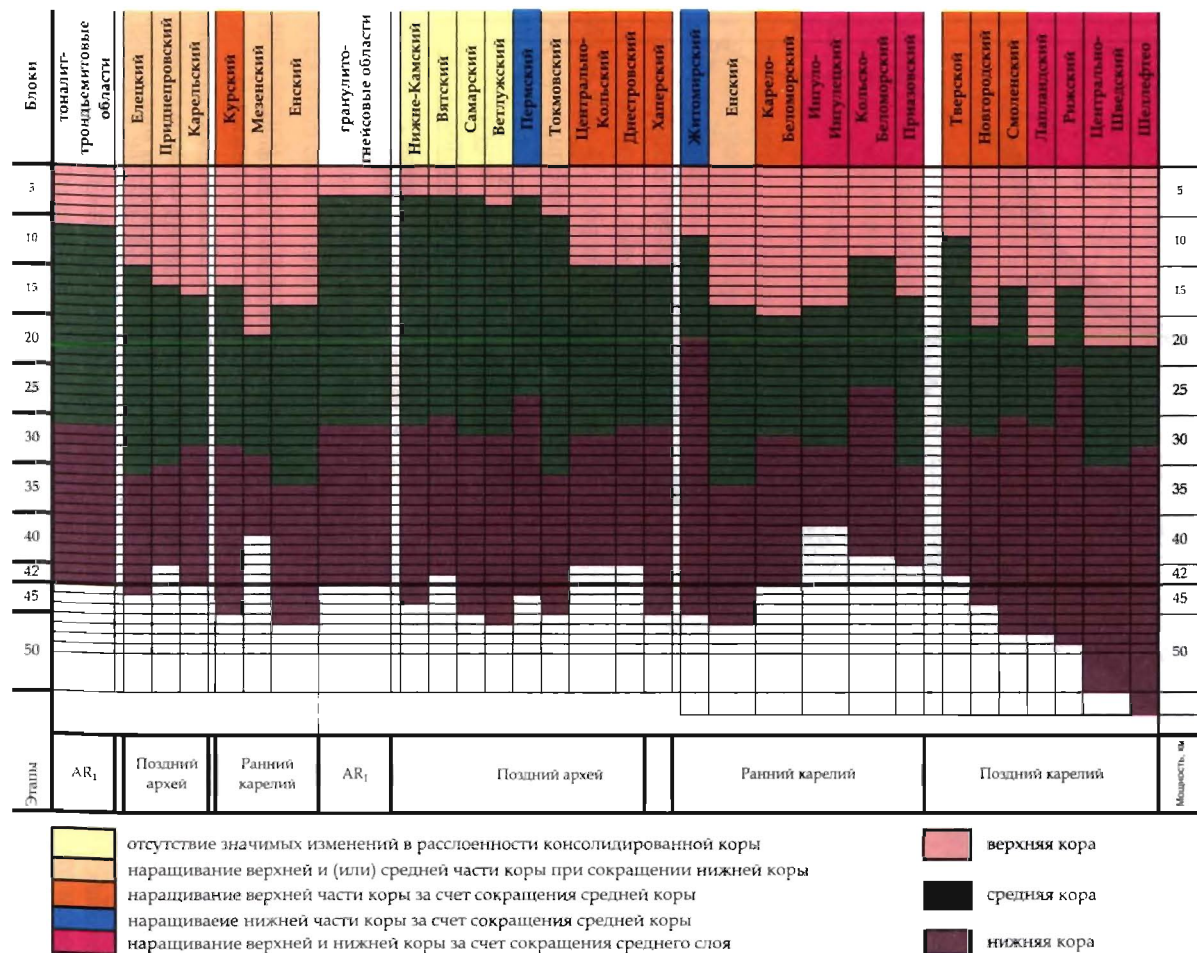


Рис. 42. Характер изменения строения консолидированной земной коры Восточно-Европейской платформы в ходе раннедокембрийской эволюции (сост. Е. Д. Мильштейн, Б. В. Петров, Ю. Б. Богданов, Ю. М. Эринчек)

фиксируется процесс сиализации всего разреза (Бобровский блок), сиализации верхней части разреза консолидированной коры и базификация низов консолидированной коры, не сопровождающаяся существенными изменениями в верхних частях разреза (Житомирский блок). Аккреция верхней коры за счет проточехла выражена относительно редко (три блока), за исключением Ингуло-Ингулецкого блока. Хотя она не имела глобальных проявлений, тем не менее в Житомирском и Хоперском блоках привела к общему наращиванию мощности консолидированной коры. Глобальное (более 7 км) наращивание верхней коры за счет аккреции в Ингуло-Ингулецком блоке сопровождалось серьезным сокращением мощности всей коры. Во всех блоках, где выражен процесс сиализации, сопровождаемый базификацией нижней части коры, за исключением Гайворонского блока, наблюдается общее снижение мощности консолидированной земной коры. При высокой интенсивности проявления этих двух процессов формируется относительно широкий круг месторождений верхнекорового генезиса (Приазовский блок).

Преобразования коры **позднекарельского этапа** выразились в двух основных процессах – сиализация верхней части разреза и сиализация верхней части, сопровождаемая базификацией низов разреза консолидированной коры. Последний процесс повсеместно ассоциирует с блоками с наиболее мощной консолидированной корой, возрастание которой происходило за счет проточехла или верхних горизонтов мантии, либо за счет сочетания двух этих процессов. Наиболее широкий ряд месторождений верхнекорового генезиса связан с блоками, где произошла сиализация верхней части коры, сопровождаемая базификацией низов разреза при аккреции верхней коры (Лапландский, Шеллефтео, Центрально-Шведский блоки).

Принципиальное изменение консолидированной коры произошло в **рифейский этап** эндогенной активности в обрамляющих ВЕП складчатых поясах. Ее средняя мощность сократилась до 38 км. Резко усилилась сиализация верхней коры за счет средней, иногда до полного ее исчезновения, уменьшилась мощность нижней коры. Осадочно-метаморфический рифейский чехол толщиной до 10 км присоединился к верхней коре.

Имеющиеся материалы позволяют наметить общую направленность изменения мощности и типа расслоенности консолидированной земной коры в докембрии ВЕП. Выявлены три основных процесса, формирующих расслоенность консолидированной коры в ходе докембрийской истории:

- сиализация верхней части разреза, что выражается возрастанием мощности верхнего слоя за счет сокращения средней коры при практически неизменной мощности нижней части коры;
- сиализация всего разреза консолидированной коры, результатом чего является увеличение мощности верхней коры при сохранении, а в ряде случаев увеличение средней части коры, сопровождаемое снижением мощности нижней части коры;
- сиализация верхней части разреза при базификации нижней, результатом чего является резкое сокращение средней коры за счет возрастания нижнего и верхнего слоев.

Ярко выраженная базификация низов разреза (резкое возрастание мощности нижней коры, приводящее к сокращению средней части), не сопровождаемая изменениями в характере расслоенности верхних частей разреза, отмечается крайне редко.

Уже в раннем архее существовала мощная континентальная (около 40–42 км) кора, которая в лопийскую и раннекарельскую эпохи испытала существенную дифференциацию с четкой тенденцией к сиализации верхней ее части без изменения средней мощности коры в целом. Верхнекарельская эпоха эндогенной активности обусловила общее увеличение мощности коры за счет наращивания как верхней, так и нижней коры. Рифейская эпоха привела к заметному сокращению суммарной мощности коры и увеличению ее сиаличности. Таким образом, установлены следующие общие тенденции изменения мощности консолидированной коры:

тоналит-трондьемитовая кора: $AR_1 - 42$, $AR_2 42 \pm 2$, $K_1 42 \pm 5$, $K_2 46 \pm 4$ км;

гранулит-гнейсовая кора: $AR_1 - 42$, $AR_2 42 \pm 3$, $K_1 42 \pm 6$, $K_2 48 \pm 8$ км;

рифейская кора: 38 ± 3 км.

Сходные закономерности изменения мощности докембрийской консолидированной коры были получены при изучении Фенноскандии [Kinck et. al., 1993] и всех докембрийских щитов Лавразии [Трипольский, Шаров, 2004]. В последней работе отмечалось также, что на всех щитах имеются зоны и области с утолщенной корой, составляющие до 20 % их площади. Они связаны с наложением высокотемпературных метаморфических процессов карельского возраста. В таких зонах в основании коры всегда наблюдается высокоскоростная переходная зона кора–мантия (V_p 7,2–7,8 км/с), как это установлено на Украинском щите и в Свекофенском блоке Балтийского щита. Таким образом, выявленные закономерности имеют, по-видимому, общие причины и касаются не только ВЕП, но и других платформ Лавразии. Важным выводом служит тот факт, что в докембрии на всей территории ВЕП отсутствует кора, которую можно было бы отнести к океаническому типу.

ПОЗДНИЙ ВЕНД–ФАНЕРОЗОЙ

Продолжавшийся в течение 550 млн лет поздневенд-фанерозойский эон на ВЕП имел циклический характер, в котором отразились важнейшие тектонические события в обрамляющих платформу подвижных поясах. Все шесть основных этапов – позднебайкальский, каледонский, ранне- и позднегерцинский, киммерийский и альпийский нашли отражение в формировании чехла Тимано-Печорской платформы, а два последних – Скифско-Туранской.

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

На позднебайкальский (поздневендско-раннекембрийский) этап развития ВЕП выпали переломные события в ее истории. Это переход от авлакогенного режима к зрелому или собственно платформенному режиму, когда вместо авлакогенов, грабенов и ограниченных по площади прогибов начали формироваться крупные впадины и синеклизы. В позднебайкальских структурах образовались осадочные линзы с малыми градиентами мощностей. Изменения тектонического лика ВЕП совпадают по времени и тесно связаны с байкальским орогенезом в подвижных областях и формированием складчатых зон байкалид в обрамлении платформы. На рубеже раннебайкальского и позднебайкальского этапов произошла смена основных направлений массопереноса. Основной материал стал поступать на платформу с окружающих складчатых сооружений.

После значительной пенепленизации ВЕП ее обширные пространства испытали слабодифференцированные отрицательные эпейрогенические движения, приведшие к образованию обширных внутриконтинентальных и краевых синеклиз и впадин.

Распределение мощностей и литофаций верхневендских отложений подчеркивают две закономерности в их формировании. С одной стороны, приосевые зоны Мезенской и Московской синеклиз, Верхнекамской, Шкапово-Шиханской и Львовско-Кишиневской впадин, представлявших собой единый громадный эпиконтинентальный бассейн, по диагонали разделявший Фенно-Скандинавский и Сарматский щиты, в значительной части совпадают с рифейскими системами авлакогенов. С другой стороны, явное увеличение мощностей к краевым зонам платформы (за исключением ее северо-запада) подчеркивает формирование краевых впадин, переходящих в краевые прогибы.

В истории поздневендского осадочного бассейна отчетливо выделяются три основные стадии его развития – ингрессивная, трансгрессивная и регрессивная. Ингрессия, проникновение мелководного бассейна, началось в плетеновское время (рис. 17) по наиболее пониженным участкам довалдайского рельефа со стороны обрамлявших платформу подвижных зон. Вследствие этого для осадков ингрессивной стадии характерно локальное, рукавообразное распространение, быстрое на коротких расстояниях, но закономерное изменение литологического, гранулометрического состава и мощностей.

Вдоль склонов Балтийского щита, Волго-Камского, Украинского и Белорусского массивов в условиях палеодолин накапливался преимущественно грубообломочный материал (галечники, гравий, пески) пролювиально-аллювиального типа. В сторону Притиманья, западного склона Урала и к Воронежскому массиву пролювиально-аллювиальные фации сменялись озерно-лагунными и прибрежно-морскими. Основными поставщиками обломочного материала в плетеновское время служили пенепленизированные массивы и мелкие выступы фундамента с хорошо развитым профилем латеритной коры выветривания, но еще отчетливо выраженные в рельефе.

За счет размыва довалдайской коры выветривания в поздневендский бассейн в условиях умеренно влажного гумидного климата сносилась масса тонкодисперсного (каолинит, хлорит, гидрослюда) и грубообломочного (полимиктового, аркозового и кварцевого) материала. Присутствие в составе плетеновской свиты и ее аналогов отложений, имеющих тиллитоподобный облик (Опарино, Нылга и др.), вероятнее всего, связано с размывом и переотложением ранее широко развитых ледниковых образований лапландского горизонта.

Продолжавшееся медленное эпейрогеническое опускание платформы и рост орогенных зон привели к широкой трансгрессии моря в усть-пинезское время. На обширных просторах (более 2,5 млн км²) установился мелководный эпиконтинентальный морской режим. Значительная пенепленизация областей сноса способствовала накоплению преимущественно глинистого материала. В различных участках Мезенско-Московской синеклизы в разное время в западинах морского дна, куда почти не поступал грубый терригенный материал, устанавливались застойные условия со слабым гидродинамическим режимом. В этих донных или иловых (по Д. В. Наливкину) впадинах в условиях восстановительного режима накапливались тонкие, по-

чти черные глины с повышенным содержанием органического вещества битумного ряда (до 6 %), пирита, сидерита, удачно названные Л. Ф. Солонцовым «вендским домаником». Особенно ярко «доманиковые» фации проявились в Приднестровье (калюсские слои), где мощные, до 30–40 м, черные аргиллиты переполнены органическим веществом (до образования горючих сланцев), сульфидами и фосфатами.

Примерно с середины усть-пинезского времени в заметном количестве в периферические районы платформы стал поступать аллохтонный полимиктовый песчано-алевритовый материал со стороны Тимана, Северного и Среднего Урала, Добруджи, представлявших собой в это время области размыва. И если в большей приосевой части Московской синеклизы глинистый материал составлял не менее 80–90 % объема осадков, то уже к концу усть-пинезского времени роль песчано-алевритового материала составляла не менее 25 %, а в периферических районах платформы достигала 30–35 %.

В отличие от внутриконтинентальных районов Московской синеклизы в Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинах, где существовали мелководно-морские отложения, в значительном количестве накапливался песчано-алевритовый материал. Но если в Верхнекамской впадине роль такого материала увеличивалась в сторону Притиманья, Приуралья, то в Шкапово-Шиханской впадине, в зоне Предуральского прогиба преобладало накопление глинистого материала. К началу позднего венда тиманское поднятие было выражено как крупная линейно-блоковая структура примерно в современных границах.

Для усть-пинезского времени было характерно поступление золотым путем на платформу вулканокластического материала со стороны обрамлявших ее орогенных зон. Формирование единых вулканокластоосадочных горизонтов в усть-пинезское время в Московской синеклизе, Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинах связано с крупными эпохами эксплозивного вулканизма, имевших место на Приполярном, Полярном Урале, в Тимано-Печорской области. Вероятно, аналогичная обстановка существовала и на юго-западной, и на южной окраинах платформы. Пепловый материал, благодаря своей сорбционной способности, поставлял в осадочный бассейн значительное количество железа, фосфора, свинца, цинка, молибдена и других элементов. Обилие железа в виде тонкодисперсного гематита и присутствие соединений марганца придавало своеобразную шоколадно-коричневую окраску вулканокластоосадочным горизонтам.

Поступление в значительном количестве фосфора и микроэлементов, несомненно, изменило гидрохимию мелководного бассейна и, вероятнее всего, способствовало пышному расцвету вендской фауны и флоры.

В любимское время обширные районы платформы были заняты мелководным морским бассейном. Сохранились основные структурные элементы усть-пинезского времени: Мезенско-Московская синеклиза, Верхнекамская, Шкапово-Шиханская и Днестровская впадины. Но в раннелюбимское (котлинское) время произошло значительное расширение вендского бассейна на западе платформы. В зону погружения и накопления осадочного материала были вовлечены значительные районы на западе Мезенско-Московской синеклизы и в северной половине Днестровского проги-

ба. Однако по-прежнему, как и в усть-пинезское время, в зонах, смежных с Белорусско-Литовской антеклизой, в прибрежно-равнинных условиях накапливались субаквальные и континентальные красноцветные и пестроцветные грубообломочные осадки. Грубообломочные осадки (гравелиты, пески) базальной пачки котлинского цикла присутствуют на склонах Балтийского щита и в западной части Воронежского и Украинского массивов. Вдоль западного склона Волго-Камского массива в любимское время накапливались лишь алевритовые осадки мелководно-морского облика. Существование мелководного морского бассейна в любимское время на большей части платформы подтверждается региональной выдержанностью отдельных пачек, присутствием тонкой горизонтальной и слабоволнистой слоистости, глауконита, гидрослюдисто-хлоритовым составом глинистого материала. Однако любимский бассейн отличался от усть-пинезского меньшей глубиной, а главное, более активным накоплением обломочного материала, поступавшего как со смежных выступов фундамента платформы, так и во все возрастающем масштабе с воздымавшихся орогенов обрамления. Мощные песчано-алевритовые пачки придают отложениям любимской свиты и ее аналогам ясно выраженный ритмический, а в периферических районах платформы, где мощность и количество пластов полимиктовых песчаников и алевролитов увеличивается, и флишеидный характер.

В центральных районах, наиболее удаленных от основных потоков обломочного материала в условиях донных впадин, формировались темные, почти черные илы, обогащенные органическим веществом, пиритом, сидеритом. Так, в котлинском бассейне Московской синеклизы намечаются три зоны «доманиковых» фаций.

Особенностью палеогеографии решминского времени является значительное сокращение площади осадконакопления на платформе, за исключением Шкапово-Шиханской впадины, дальнейшее обмеление бассейна седиментации и накопление, наряду с прибрежно- и мелководно-морскими, в значительном количестве континентальных осадков. Близкие к крайне мелководно-морским, субаквальные условия сохранились лишь в центральных частях Мезенско-Московской синеклизы, Верхнекамской и Днестровской впадин. Здесь формировались пестроцветные песчано-алеврито-глинистые осадки. Ближе к зонам обрамления накапливавшиеся осадки приобрели субаквальный и равнинно-долинный характер, а в зонах краевых прогибов (Предуральского, Предтиманского и Преддобруджинского) формировались существенно континентальные красноцветные полимиктовые толщи с косослоистыми текстурами волнового и потокового типов.

В отличие от предшествующих стадий формирования верхневендских отложений в условиях гумидного климата климатические условия красноцветной аккумуляции скорее были жаркими, с чередованием влажных и сухих сезонов. О жарком климате во время накопления решминских (рис. 17) осадков свидетельствуют загипсованность и баритонность отдельных горизонтов, значительное содержание гематита и пленки галита, обнаруженные на севере Московской синеклизы. К концу решминского времени водный бассейн покинул пределы ВЕП. Лишь в Шкапово-Шиханской впадине в прилегающих районах Предуралья вновь установились мелководные морские условия.

Верхневендские образования на ВЕП венчают отложения ровенского (рис. 17) горизонта балтийской серии, ранее включаемого в состав «дотрилобитовой» части нижнего кембрия. Вопрос о проникновении мелководно-морского ровенского бассейна на платформу остается дискуссионным. Одно, наиболее достоверное направление трансгрессии на платформу, судя по смене литофаций и изменению мощностей ровенских отложений, было с юго-запада. Трансгрессия с востока и северо-востока не подтверждается фактическим материалом. Возможно, что в регрессирующей части бассейна в конце решминского времени и отлагались ровенские отложения в Притиманье. Скорее всего в западные районы Московской синеклизы море проникало через северо-западные узкие проливы со стороны формирующегося в Скандинавии Грампианского палеобассейна.

В плане изменения геодинамических режимов интересно отметить и изменение фациальных особенностей литостратиграфических подразделений вендских моласс с севера на юг вдоль Урала и Предуралья в позднекотлинское время. Именно в южной их части наблюдается совпадение восстановления близкого к нормальному мелководно-морскому бассейну в конце котлинского времени (зиганская свита и ее аналоги) и нахождение на восточном склоне Южного Урала сабеллитидитид.

Таким образом, в течение венда ВЕП прошла сложный путь развития – от материкового оледенения и проявления траппового вулканизма в условиях высокого ее стояния до формирования выдержанных по площади тонкообломочных молассоидных осадочных серий на фоне развивавшихся орогенов в прилегающих складчатых областях. За это время произошли значительные изменения и климатических условий в регионе – от ледовой обстановки, через гумидные условия до жаркого климата, с чередованием сухих и влажных сезонов. На время максимальной морской трансгрессии (усть-пинейское и любимское время) приходится расцвет вендской фауны и флоры. Все известные на сегодня находки мелких форм вендской фауны сделаны в глинистых отложениях фаций открытого, относительно глубоководного моря, а находки крупных и более разнообразных форм – кишечнополостных, членистоногих, иглокожих – чаще встречены в песчано-алевритовых пачках, сформировавшихся в открытых прибрежно-морских условиях (Приднестровье, Зимний берег, Средний Урал).

Следует остановиться на вопросе о важнейших геоисторических рубежах в позднекембрийской истории развития Восточно-Европейского региона. Первый рубеж фиксируется на границе нижнего и среднего рифея. Именно в это время началось формирование Восточно-Европейской структуры в границах, близких к современным – кратона с его подвижным обрамлением. Следующий рубеж такого же ранга – это рубеж между раннебайкальским и позднебайкальским этапами развития ВЕП. Это не только смена «авлакогенного» режима плитным, но и смена направления основных потоков масс обломочного материала. До этого момента материал перемещался с поверхности кратона в бассейны окружающих его подвижных поясов, а после него происходил снос материала в эпиконтинентальный Восточно-Европейский бассейн со сформировавшихся на месте этих поясов складчатых сооружений [Якобсон, Казак, 2004].

КАЛЕДОНСКИЙ (РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ) ЭТАП

Переход от позднебайкальского этапа к каледонскому, сопровождавшийся не-продолжительным перерывом, завершился общим сокращением областей седиментации, при сохранении в них на части территории отрицательных движений, унаследованных от предшествовавшего этапа. Накопление отложений раннего палеозоя проходило главным образом в палеобассейнах, занимающих окраины платформы: Днестровском и Московско-Балтийском на западе и северо-западе, Прикаспийском на юго-востоке и Печорском на северо-востоке (рис. 43, 44).

В западных областях Днестровский палеобассейн прилегал к Датско-Польскому прогибу, сохранившему в каледонский этап высокую тектоническую активность, в прогибания последнего был втянут весь западный край плиты на огромном протяжении от басс. Вислы до басс. Днестра. Образовавшаяся структура, носящая черты перикратонного прогиба и получившая название Висляно-Днестровская, была открыта в сторону рифтовой системы, контактируя с ней по тектоническим швам (с юга на север): Измаил-Кагульскому, Рава-Русскому и далее по линии Торнквиста–Тессейре. С позиций плитной тектоники эта часть ВЕП представляла собой континентальный шельф пассивной окраины литосферной плиты.

Между Фенно-Скандинавским и Сарматским щитами в каледонский этап заложилась новая структура – Балтийская синеклиза, в восточной своей части наследующая простираение позднебайкальской Московской синеклизы, но в отличие от последней открытая на запад в сторону Датско-Польского прогиба. Интенсивные погружения Висляно-Днестровского прогиба и частично отделенной от него Мазурским выступом фундамента Балтийской впадины вызвали широкую ингрессию моря в пределы этих структур, образовав протяженную зону каледонских палеобассейнов – от Норвежских на севере до Преддобруджских на юге.

О присутствии кембрийских отложений в других частях платформы пока нет достоверных данных. Вместе с тем, некоторые исследователи предполагают их широкое распространение в Прикаспийской впадине, приводя даже характеристику их формационного состава [Яцкевич, 1996]. Не исключая наличия кембрийских отложений в Прикаспийской впадине, нельзя однако, судя по имеющимся уже сейчас данным бурения, согласиться с их широким распространением. Их присутствие возможно в отдельных, наиболее погруженных зонах структуры.

Проведенный анализ СВК нижнего палеозоя позволил проследить историю развития каледонских палеобассейнов в пределах ВЕП на различных стадиях их существования. Достаточно четко выявились два этапа, характеризовавшиеся разными условиями существования бассейнов седиментации в кембрийский период и ордовикско-раннедевонскую эпоху.

Кембрийский (постбалтийский) период, отвечающий раннему подэтапу, характеризовался неравномерными погружениями структур со смещением осей во времени. Наиболее стабильным погружение было в Висляно-Днестровском прогибе, где известны и наиболее полные разрезы кембрия, начиная с атдабанского яруса. Осадконакопление происходило в едином бассейне, прослеживающемся в субмеридиональном направлении более чем на 1500 км вдоль западного склона Сарматского

щита. При этом изменения фаций свидетельствуют о смене прибрежно-морских и мелководных условий на востоке более глубоководными на западе бассейна. Основным источником обломочного материала был Сарматский щит. Поверхность его была, судя по отсутствию грубообломочных формаций в разрезе кембрия, слабодисселированной (рис. 18). Преобладающий мелкозернистый кварцево-песчаниковый состав формаций, местами содержащих грубозернистые, часто косослоистые песчаники и конгломераты, а также присутствие глауконита, конкреций фосфоритов и редких створок брахиопод свидетельствуют о мелководном характере бассейна с нормальной соленостью вод и неустойчивым режимом седиментации, обусловленным колебаниями уровня моря, изменениями конфигурации бассейна и его границ. Береговая линия кембрийского бассейна в целом, видимо, не выходила далеко за границы современного распространения кембрийских отложений.

Вислянско-Днестровский унаследованный палеобассейн, включающий в себя и область Датско-Польского прогиба, на севере соединялся с вновь образованным Балтийским и открывался в область подвижной Гампианской зоны каледонид, обрамлявшей Фенно-Скандинавский щит с северо-запада. Балтийская ветвь этого обширного бассейна, формировавшаяся, начиная с атдабанского века, на породах фундамента погружающегося южного склона щита, получила субширотную ориентировку. В структурном отношении она представляла собой моноклираль, наклоненную на юго-запад и испытывавшую слабые, неравномерные погружения.

Максимум трансгрессия раннекаледонского Балтийского бассейна достигла в среднем кембрии. Состав формаций и их литофациальные особенности свидетельствуют о мелководном характере бассейна, водный режим которого был близок к Вислянско-Днестровскому, хотя органический мир его был богаче.

Палеобассейн Балтийской синеклизы, в среднем кембрии продвигаясь на восток, распространился и на западные области Московской синеклизы позднебайкальского этапа развития, причем осевая его часть оказалась над рифейским Среднерусским авлакогеном. В результате образовался палеобассейн. В отличие от вендского этот бассейн, открытый на запад, может быть назван Ярославско-Балтийским.

Бассейн восточной, ярославской части синеклизы характеризовался мелководностью, что с обилием поступавшего обломочного материала, активным гидродинамическим режимом и возможным опреснением препятствовало развитию органического мира, остатки которого представлены лишь беззамковыми брахиоподами и микрофитопланктоном [Дмитровская, Хераскова, 1999].

Область наибольшего прогибания этой части бассейна по сравнению с ранним кембрием сместилась к югу за пределы Среднерусского авлакогена. Это было связано, по-видимому, с поднятием южной части Балтийского щита и его продолжения к югу в виде западного меридионального вала, игравшего важную роль в дальнейшей истории развития платформы. Поднятие в позднем кембрии отделило Балтийскую часть бассейна, где отложения верхнего кембрия практически отсутствуют, от восточной, Ярославской. Здесь они накапливались в условиях мелководья при интенсивном привносе обломочного материала. По всей вероятности, направление погружения бассейна в позднем кембрии с юго-западного сменилось на северо-восточное и трансгрессия моря шла со стороны Урала [Дмитровская, Хераскова, 1997].

Небольшая мощность кембрийских отложений и отсутствие у них краевых фаций может быть связано с последующими размывами. Границы бассейнов, главным образом в Центральной части платформы, были значительно шире.

Продолжительная трансгрессия раннекембрийской эпохи, сопровождавшаяся неоднократными кратковременными регрессиями, была прервана в средне-, местами и в позднекембрийскую эпохи, ознаменовав тем самым завершение раннего подэтапа каледонского этапа тектонического развития. Климат Европы в кембрийский период, по всей вероятности, был гумидным [Ушаков, Ясаманов, 1984]. Следующий, поздний подэтап начался новой трансгрессией моря в раннеордовикскую эпоху.

Анализ вертикальных и латеральных рядов формаций ордовика–нижнего девона в Вислянско-Днестровском перикратонном прогибе свидетельствует о накоплении их в едином морском бассейне, трансгрессировавшем в направлении с запада на восток, от миогеосинклинальной зоны на прилежащие склоны Сарматского щита. Вместе с тем, следует отметить и продолжающуюся дифференциацию структуры прогиба, которая началась еще в начале этапа, в кембрии, и выразилась в локализации зон наибольших прогибаний. Последние имели вид структурных заливов, разделенных широтными поднятиями типа структурных носов, при этом выделились Мазурский выступ, Подляско-Брестская впадина, Лукувско-Ратновский выступ, Волынская впадина, Молдавская моноклинали и Северо-Молдавское поднятие. Дифференциация нашла отражение в латеральной смене формаций, особенно четко прослеживаемой в отложениях ордовика – от песчано-алевритовых на мелководном шельфе до карбонатных на шельфовой и черных граптолитовых сланцев небольшой мощности в пеллагических зонах, характеризующихся некомпенсированным осадконакоплением [Modlinski, 1976].

Для силурийских формаций в том же направлении и той же последовательности происходит смена карбонатных формаций карбонатно-глинистыми с прослоями бентонитов и глинистыми.

Одна из характерных особенностей ордовик-раннедевонского подэтапа – хорошо выраженная трансгрессивно-регрессивная стадийность седиментации, проявившаяся в смене вертикального ряда соответствующих формаций и завершившаяся предэйфельским перерывом (эмерсией). С завершающей стадией этапа связана активизация разломной тектоники, а с ней и магматической деятельности – присутствие вулканитов в виде пластовых интрузий основного состава среди силурийских отложений (Приднестровье).

Заключительная стадия существования каледонской геосинклинали и Вислянско-Днестровского перикратонного прогиба ознаменовалась образованием в пределах западной части последнего уже новой структуры типа краевого прогиба, заполненного мощной (более 1000 м) орогенной красноцветной терригенной формацией малассового типа (днестровская серия).

Для Ярославско-Балтийской синеклизы позднекаледонский подэтап явился временем заложения, становления и завершения ее формирования, что существенно (генетически) отличает ее от Вислянско-Днестровского перикратонного прогиба, унаследованно развивавшегося с позднебайкальского этапа. Начавшая формироваться

в кембрийский период синеклиза получила наиболее четкое выражение в среднеордовикско-силурийское время под влиянием Скандинавско-Балтийского морского бассейна, распространенного на обширной территории Центральной и Северной Европы, включая, по-видимому, и значительную часть Балтийского щита.

Трансгрессивная стадия, начавшаяся еще в кембрии, в ордовике привела к образованию впервые на всей территории балтийской и ярославской частей синеклизы нормального морского бассейна с накоплением терригенных и детрито-известковых осадков. Развитие этой трансгрессии в тремадоке сопровождалось накоплением песчаников кварцевых, часто фосфоритоносных, и конгломератов в балтийской части бассейна, а в дальнейшем образованием мергельно-известняковых отложений в условиях мелководного нестабильного водного режима.

В ярославской части бассейна в прибрежных условиях формировались плохо-отсортированные песчаные отложения с органогенным раковинным детритом; в лагунах накапливался более тонкий глинистый материал, насыщенный граптолитами, в условиях диагенеза превратившийся в диктионемовый сланец. По мере расширения морского залива в позднем тремадоке в нем сохранилась слабовосстановительная среда, в условиях которой накапливались глауконитовые песчаники, а в конце его глинисто-известняковые и известняковые осадки, обогащенные глауконитом.

К трансгрессивной стадии позднекаледонского подэтапа относятся и карбонатные отложения аренига, накапливавшиеся в условиях неустойчивого химизма вод, связанного с кратковременными регрессиями, что находит отражение в чередовании известняков и доломитов с глауконитом и мергелей, обогащенных карбонатами железа [Геологические карты..., 1992].

Преимущественно глинисто-известняковый состав формации среднего ордовика, во всяком случае его первой половины, как в балтийской, так и в ярославской частях синеклизы, свидетельствует об установлении на всей ее территории уже индустриальной стадии развития морского эпиконтинентального бассейна со стабильным нормальным водным режимом. Наиболее интенсивные прогибания имели место в северной и северо-восточной частях Балтийской синеклизы, открытой на север и северо-восток по линии Рига–Псков, причем наибольшие мощности (до 180–200 м) сохранялись в ярославской части синеклизы. В краевых частях бассейна во второй половине среднего и в позднем ордовике, судя по наличию местных (локальных) перерывов в осадконакоплении, малоамплитудные поднятия небольшой активности сопровождалась регрессией бассейна. Море отступало на запад с образованием лагуны с повышенной соленостью вод, в которых накапливались доломиты с примесью терригенного материала. Связь северо-восточной части бассейна с юго-западной не всегда была постоянной.

С регрессией позднего ордовика связано накопление преимущественно терригенных осадков, а в конце эпохи – полное осушение территории ярославской части синеклизы.

Затем погружение, начавшееся в арениге и достигшее максимума в венлоке, продолжалось в балтийской части синеклизы почти без перерыва вплоть до раннего девона. С ними связано накопление известняковой формации в мелководной северо-

восточной и мощный (до 1,5 км) формации граптолитовых сланцев в наиболее погруженной юго-западной глубоководной части бассейна, разделенной грядой рифов [Геология республик..., 1982]. Эпиконтинентальный бассейн этого времени имел широкий водообмен с западноевропейскими морями и характеризовался обилием многообразной фауны.

Каледонский этап развития восточной, ярославской части структуры завершился в раннем девоне накоплением континентальной красноцветной терригенной формации, сопровождавшейся интрузивным магматизмом.

Выход из-под уровня моря юго-западной части Балтийской синеклизы произошел в пражском веке, хотя тенденция к этому наметилась еще в лохковском веке, на что указывают структурно-текстурные особенности терригенных осадков гаргджайской серии, накапливавшихся в прибрежно-морских и континентальных условиях. Поднятия всей территории синеклизы обусловили размыв на наиболее приподнятых участках силурийских и отчасти ордовикских отложений. Поэтому современные контуры распространения раннепалеозойских отложений не отвечают границам палеобассейнов, занимавших значительно более обширные территории. На это указывают прямолинейные, как бы срезанные границы резко выклинивающихся ордовикских отложений на севере ярославской части синеклизы, а также находки фрагментов нижнепалеозойских отложений на отдельных участках территории платформы, расположенных на большом удалении от областей их сплошного распространения в Карело-Кольском регионе [Кириченко, 1978; Геологические карты..., 1996] и на Зимнем берегу в разрезе трубки 496.

Стабильными областями поднятий на каледонском этапе оставались Сарматский и Волго-Камский щиты. Они ограничивали с севера и северо-запада вторую область седиментации каледонского этапа, крупнейшую структуру платформы – Прикаспийскую впадину. Она представляла собой область открытого в сторону Уральского подвижного пояса шельфа и может рассматриваться в качестве перикратонного погружения, отвечающего одному из четырех углов платформы в представлениях А. А. Богданова (1965) и В. С. Журавлева (1972). Вместе с тем, несомненное влияние на эту область оказывали тектонические процессы, происходившие в прилегающей с юга рифтовой Доно-Мангышлакской зоне и Скифской плите.

Некоторые исследователи связывают образование Прикаспийской раннепалеозойской впадины с остыванием в раннем палеозое мантийного диапира, внедрившегося еще в рифее, что привело к пострифтовому прогибанию коры и накоплению мощной (3,5–5 км) толщи нижнепалеозойских отложений [Никитин, 1992; Рихтер, 1997; Костюченко и др., 1998].

Обращаясь к фактическим геологическим данным, можно с уверенностью сказать, что присутствие ордовикских отложений в северо-восточной, северной и северо-западной прибортовых зонах, а также силурийских и нижнедевонских в пределах последней, достоверно доказано. О существовании здесь кембрийских отложений нет сведений. Поэтому вопрос о начале становления здесь платформенного плитного комплекса остается открытым.

О несомненном существовании ордовикского бассейна на северо-востоке, в частности, в пределах Соль-Илецкого выступа и на юго-востоке платформы, свиде-

тelleствует проведенный анализ формаций. Согласно ему трансгрессия ордовикского моря, ознаменовавшая собой начало каледонского этапа, распространилась как на прилежащие с запада склоны Сарматского, так и с севера – Волго-Камского щитов, хотя границы бассейна не выходили далеко за пределы современного распространения ордовикских отложений. Эти части склонов, являющиеся в современной структуре впадины ее внешними прибортовыми зонами, отвечали прибрежно-морским мелководным условиям седиментации, причем существенно различным на северо-западе и северо-востоке бассейна.

На северо-западе в застойных лагунных условиях накапливался главным образом тонкоотмученный глинистый материал с известняками пиритизированными и битуминозными [Стратиграфия верхнедокембрийск..., 1979], а на северо-востоке образовалась мощная (до 2,5 км), преимущественно песчаная формация в условиях активного сноса обломочного материала с прилежащих участков Волго-Камского щита и Южно-Уральской подвижной зоны, где встречаются и конгломераты. Преимущественно кварцевый состав тонкозернистых песчаников, местами переходящих в кварциты [Дубинин и др., 1994] в районе Соль-Илецкого выступа и к юго-востоку от него хорошо отмытых в шельфовой зоне, может быть связан с размывом рифейских мощных терригенных толщ, ранее более широко распространенных на юге Волго-Камского щита.

Учитывая широкое распространение прибрежно-морских и мелководных отложений по северному обрамлению Прикаспийского бассейна, есть основание предполагать присутствие ордовикских отложений и на остальной части территории Прикаспийской впадины, причем образовавшихся в условиях более глубоководных. Так, по прогнозам С. В. Яцкевича [1996], в пределах Астраханско-Актюбинской системы поднятий, в Центрально-Прикаспийском и Сарпинском прогибах распространены мелководные карбонатные и рифогенные формации, а в наиболее погруженной части Центрально-Прикаспийской депрессии им прогнозируется битуминозная глинисто-карбонатная и терригенная тонкообломочная формации в условиях некомпенсированного прогибания мощностью до 1000 м. В восточной и юго-восточной частях Прикаспийской впадины предполагается присутствие глубоководной карбонатной формации. О верхнеордовикских отложениях в границах впадины не известно и не исключена вероятность их размыва.

Фаунистически доказанные силурийские отложения, сохранившиеся от предсреднедевонского размыва в отрицательных структурах, слагают мощную аргиллито-известняковую формацию. Местами она содержит битуминозные черные с богатой фауной известняки доманикового типа, установленные по западному и северо-западному обрамлению Прикаспийской впадины. Ее формирование завершает трансгрессивно-инундационную стадию развития раннепалеозойского тектонического этапа.

Регрессивная стадия этапа фиксируется лагунно-континентальной красноцветной терригенной формацией, охарактеризованной комплексом силурийско-раннедевонских микрофоссилий, также установленных по западному и северо-западному обрамлению впадины [Стратиграфия и региональная..., 1989]. Аналогичные формации, но еще большей (до 3,5 км) мощности накапливались в Южно-Уральской зоне.

С регрессивной стадией связано и сокращение бассейна седиментации, о точных границах которого судить пока что мало оснований.

О размерах раннепалеозойского Прикаспийского бассейна среди исследователей нет единого мнения С. В. Яцкевич [1996], Н. В. Неволин [Геофизическая характеристика..., 1988], А. Д. Яншин и А. Е. Шлезингер [1987]. Перикратонный характер структуры впадины на каледонском этапе ее развития, открытой к Уральской геосинклинали – на востоке и пострифовой? зоне – на юге с прилежащими к ней Каракульским и Манычским прогибами, позволяет предполагать накопление раннепалеозойских осадков на большей части Прикаспийского палеобассейна, исключая лишь его наиболее приподнятые участки (Астраханско-Актюбинское поднятие и др.). Подвижные области, обрамляющие Прикаспийский бассейн с юга, имели непосредственную связь с океаном Паратетиса. Основное влияние на эволюцию бассейна Прикаспийской впадины, по всей вероятности, оказывала южноуральская ветвь Урал-Азиатского палеобассейна (подвижного пояса).

Отсутствие нижнепалеозойских образований на востоке платформы, в зоне перикратонных прогибов рифейского и вендского этапов развития, свидетельствует в пользу того, что на каледонском этапе они были редуцированы, и сочленение платформы с Уралом проходило по краевому тектоническому шву, на что указывает в своей работе Н. В. Неволин [1988].

Следует отметить, что на большей своей части Уральский подвижный пояс не оказывал в раннем палеозое сколько-нибудь существенного воздействия на платформу. И если на Урале конец каледонской эпохи тектогенеза – это незавершенность геосинклинального развития и продолжающийся спрединг, то на большей части платформы – это завершение длительного континентального перерыва и перестройка структурного плана, предшествующая новому раннегерцинскому этапу ее развития.

На севере Восточно-Европейского региона начало каледонского этапа (ранний подэтап) ознаменовалось общим воздыманием, включая и Тиманское поднятие. Погружения начались лишь на ордовик-раннедевонском подэтапе в пределах Печорской плиты, и наибольшей интенсивности они достигали в Северо-Уральском перикратонном прогибе. В пределах последнего в начале позднекаледонского подэтапа в прибрежных частях мелководного эпиконтинентального бассейна накопилась мощная (до 3 км), терригенная формация нижнего–среднего ордовика, отвечающая трансгрессивной стадии тектоно-седиментационного цикла. Прогибания, продолжившиеся вплоть до раннего девона, сопровождались накоплением карбонатной формации мощностью до 1,5 км, отвечающей инундационной стадии развития бассейна.

Терригенные ранне-среднеордовикские отложения трансгрессивной стадии известны и на погруженных склонах Большеземельского свода, развивавшегося в это время как крупное куполовидное (инверсионное) поднятие. Мощность этих отложений, накапливавшихся в мелководных условиях, достигает 1600 м. Продолжавшиеся здесь погружения в среднем ордовике–раннем девоне способствовали накоплению в мелководно-морских и лагунных условиях доломитовой формации мощностью до 600 м. На вершине свода фиксируется резкое уменьшение мощности этих формаций.

Наиболее интенсивные погружения в среднеордовикско-раннедевонское время происходили в Печоро-Колвинском авлакогене, где накопилось до 3 км мелководно-морских карбонатных формаций (рис. 32). В результате дифференцированных движений продолжали развитие прибортовые грабены, в пределах которых накопилось 800–1200 м осадков.

В раннем силуре область осадконакопления значительно расширилась, достигнув восточной части Ижма-Печорской впадины и северной окраины Тиманского поднятия.

Каледонский этап закончился общими восходящими движениями. Перерыв длился до среднего девона в мобильных структурах Тиманской, Печоро-Колвинской и Северо-Предуральской и до позднего девона в стабильных Ижма-Печорской и Большеземельской.

Таким образом, каледонский этап в пределах Печорской плиты и Северо-Предуральского перикратонного прогиба представлен лишь одним верхним подэтапом из выделяемых на ВЕП. Мощность и стратиграфическая полнота характеризующих его отложений возрастают на Печорской плите с запада на восток при общем наклоне слоев в том же направлении. Остается открытым вопрос о существовании связи между Ярославско-Балтийским и Печорским бассейнами. Ю. Е. Дмитриевская, учитывая сходство фациального состава ордовикских отложений и встреченной в них фауны, допускает существование такой связи в ордовикский период [Дмитриевская, Хераскова, 1999].

РАННЕГЕРЦИНСКИЙ (СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ) ЭТАП

Раннегерцинский этап формирования платформенного чехла, отвечающий первой фазе герцинского тектонического цикла, охватывает промежуток времени от пражского века раннего девона до раннего визе. При этом, учитывая скользящий характер возрастных границ, продолжительность его формирования в разных частях платформы была не одинакова.

Особенностью раннегерцинского этапа является существенно новый структурный план платформы, характеризующийся разнообразием тектонических форм, формационных типов и более широкой площадью их распространения [Kirikov, 1988; Кириков, 1991; Родионова и др., Тихомиров, 1995]. Начало раннегерцинского этапа после периода общего воздымания ознаменовалось растяжениями, вызвавшими погружения сначала окраинных частей, а затем и всей ее территории. Растяжения сопровождалась активизацией разрывной тектоники и магматизма и способствовали реанимации линейных структур, по старым, рифейским и по новым шовным зонам с образованием грабенов и грабенообразных прогибов. Этим процессам на платформе предшествовали растяжения в обрамляющих ее подвижных поясах: более значимые на востоке и юге и сравнительно менее – на западе и севере.

В эмском веке закладывается рифтовая Припятско-Дона-Мангышлакская структура на юге платформы, а также варисский подвижный пояс Западной Европы. Влияние последнего на прилегающие участки платформы, однако, были значительно слабее влияния каледонского Грампианского пояса.

Погружения охватили центральные и восточные районы платформы, распространившись также на северо-запад до современных акваторий Балтики и на юго-вос-

ток – до Каспия. Прежде всего это выразилось в погружении под уровень моря существовавших до того Волго-Камского и Сарматского щитов. В сводовой части последнего заложилась крупнейшая Припятско-Дона-Мангышлакская рифтовая зона, расчленившая его на две самостоятельные структуры – Воронежскую и Украинскую. Там в дальнейшем сформировались антеклизы соответственно Волго-Уральская, Воронежская и Украинская.

По всей вероятности, погружение в раннегерцинский этап испытали главным образом северо-восточные участки Балтийского щита, на что указывают, как отмечалось выше, находки девонских и каменноугольных вулканогенно-осадочных образований (Контозерская структура и др.). Морской бассейн, охвативший обширные области Балтийского щита, особенно на Кольском п-ове, в течение всего раннегерцинского этапа являлся частью единого бассейна ВЕП, на что указывает сходство органических остатков.

Эта обширная область седиментации была открыта в сторону Уральского подвижного пояса, испытывавшего, начиная с раннего девона, интенсивные погружения в условиях второго, собственно уральского геосинклинального цикла.

Активные погружения на Урале, начиная с лохковского века, способствовали трансгрессии моря и на прилежащие области ВЕП – восточный склон формирующейся Волго-Камской антеклизы, а затем почти на всю ее территорию. Исключением являлась обширная область поднятий в западной части платформы, включавшая в раннем девоне Сарматский щит (до начала его расчленения) и Мазурско-Белорусскую антеклизу. Сарматский щит (его украинская часть), граничащий на юге с герцинским подвижным поясом по Причерноморско-Кубанской зоне, на севере сочленялся с Мазурско-Белорусской антеклизой через Полесскую седловину. Следует отметить, что это поднятие играло важную роль и в разграничении регионов платформы различной тектоно-седиментационной ориентации.

Таким образом, если западная окраина платформы в начале девона испытывала общий подъем, являющийся резонансом на интенсивную складчатость в прилежащей зоне каледонид – свентокшійской и др., а также последовательное сокращение Вислянско-Днестровского бассейна с востока на запад, то восточная часть втягивалась соответственно в погружения с расширением трансгрессии, идущей с востока.

Асинхронность тектонических движений разных частей платформы была сопряжена и с различной продолжительностью предшествовавшего ему перерыва в осадконакоплении. На западе платформы она составляла не более 1–3 млн лет, на востоке (исключая юго-восточную часть) достигала 100–150 млн лет.

Еще одной областью поднятий раннегерцинского этапа была, по всей вероятности, территория бывшей Мезенской синеклизы и главным образом ее северная часть, хотя не исключено, что как и раннепалеозойские отложения, часть девонских могла быть размыта в предвизейское время.

Таким образом, вновь сформированный структурный план платформы на раннегерцинском этапе характеризовался преобладанием бассейнов седиментации над областями денудации (рис. 10). Исключением являлся лишь Прибалтийский бассейн (Главное девонское поле), сократившийся по сравнению с каледонским и превратившийся в окраинную его часть с нестабильным морским режимом.

Обширный бассейн, занимавший большую часть платформы в разных своих частях, характеризовался существенными различиями, зависящими не только от близости открытого моря, но и от тектонических особенностей тех структур, в пределах которых он располагался.

С начальной раннедевонско-раннефранской трансгрессивной стадией на большей части платформы от Прибалтики до Вятско-Камского междуречья связано накопление преимущественно терригенных формаций как результат сноса обломочного материала с обширных участков суши со сравнительно слаборасчлененным рельефом. Размыву подвергались как кристаллические породы фундамента, так и осадочные – чехла.

Начавшиеся в лохкове погружения в Западно-Уральской мегазоне Уральского подвижного пояса распространились на восточный склон Волго-Камского щита и его Волго-Уральское продолжение. На всей этой территории в течение раннего девона накапливалась мелководно-морская терригенно-карбонатная формация. При этом дифференцированные движения блоков фундамента, особенно в пределах Волго-Камского щита, создавали сложный рельеф дна с обилием островов среди мелководного моря, крупнейшими из которых являлись своды формировавшейся Волго-Уральской антеклизы – Котельничский, Ульяновский, Татарский и др. в позднем эйфеле, оказавшиеся перекрытыми осадками трансгрессировавшего моря. Преимущественно терригенное осадконакопление раннего девона сменилось в раннем эйфеле терригенно-карбонатным, и с этого времени началось образование большинства тектонических элементов, выраженных в палеозойском структурном плане платформенного чехла. Так, в пределах Волго-Уральской антеклизы началось формирование Бузулукской и Верхнекамской впадин.

Западная окраина платформы в это время находилась на заключительной стадии каледонского этапа развития, завершившегося лишь в конце эмса.

На части территории Балтийской синеклизы, начиная с пражского и эмского веков, начала накапливаться континентальная песчано-глинистая пестроцветная формация (олдред), знаменующая собой начало нового раннегерцинского этапа в предверии широкой морской среднедевонской трансгрессии. Образование этой формации шло в условиях активной денудации положительных структур, сформировавшихся в конце каледонского этапа в результате дифференцированных блоковых движений по разломам.

В Тимано-Печорском регионе раннегерцинский тектогенез характеризовался устойчивым погружением территории, направленным с запада на восток, включая Тиманское поднятие. При этом в Северо-Уральском перикратонном прогибе в начале этапа существовали условия прибрежно-морского и мелководно-морского бассейна с накоплением терригенных и карбонатных пород. Эти условия просуществовали здесь до конца раннегерцинского этапа с накоплением карбонатной формации мощностью до 1200 м. Начало этапа (средний девон) отмечено оживлением тектонической деятельности, а в пределах Печоро-Колвинского авлакогена интенсивным прогибанием его отдельных блоков, компенсирующимся обильным обломочным материалом (до 1400 м), поступающим с приподнятых стабильных блоков.

В центральных районах ВЕП в активные прогибания эйфельского века были втянуты северо-восточный склон Сарматского щита, что привело к образованию чехла

Воронежской антеклизы и восточного крыла Мазурско-Белорусской антеклизы. Обширной областью седиментации стала вновь после позднего венда Московская синеклиза. Погружение создало ряд заливообразных структур: на юге – Днепровско-Припятскую впадину, частично отчлененную Жлобинской седловиной, а на западе – Литовско-Латвийскую, отчлененную Латвийской седловиной. Последние в эйфельском веке являлись областями накопления мелководно-морских и лагунных фаций в бассейнах с повышенной соленостью вод. Местами она достигала стадии солеродных бассейнов, образовавшихся на юго-западе Московской синеклизы и территории Припятского прогиба. Их возникновение было вызвано отчленением части бассейнов от открытого моря, а также многократными колебаниями уровня вод бассейна, создающими ритмичность IV, V и более высоких порядков [Тихомиров, 1995] при соответствующем усилении аридности климата.

В части палеобассейна, располагавшейся на востоке Волго-Уральской антеклизы и особенно на восточном ее погружении, сохранялся нормальный водно-солевой режим теплого моря с богатой фауной, имеющего широкую связь с открытым Уральским и Прикаспийским палеобассейнами.

К концу эйфеля и особенно в живете вновь отмечается активизация тектонических движений, проявившаяся в общем воздымании большей части платформы, регрессии бассейнов и расширении суши (образование Мазурско-Белорусской антеклизы и др.), усилении сноса обломочного материала в прибрежные равнины и континентальные водоемы.

Особенно заметны изменения в динамике тектонических процессов в пределах Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины (Сарпинский грабен и др.). Оживление нисходящих движений в сводовой части Волго-Уральской антеклизы привело к образованию Казанско-Кажимского грабенообразного прогиба, заложившегося унаследованно над рифейским авлакогеном, а также дифференциации расчлененных еще ранее двух зон поднятий – Токмовско-Сыктывкарской и Татарско-Коми-Пермской. С этим временем связано и возникновение на Татарском своде двух систем микрограбенов.

Влияние разломной тектоники проявилось и в сводовой части Сарматского щита, что было связано с важнейшим событием раннегерцинского этапа – началом формирования Мангышлакско-Донецкой части Припятско-Донско-Мангышлакской системы. Заложение ее по древним глубинным шовным зонам в своде Сарматского щита сопровождалось интенсивным щелочно-базальтоидным и щелочно-ультраосновным магматизмом. При этом образование вулканогенных и вулканогенно-осадочной формаций, установленных на южном борту Донецкого прогиба и распространенных, видимо, в осевой его части, шло в морских условиях, а завершающей терригенной красноцветной раннефранской формации – в континентальной обстановке.

Заложение Припятско-Донско-Мангышлакской системы, по всей вероятности унаследованной от рифейской, связано с мощным раздвигом вдоль планетарных разломов, расколовших Сарматский свод и существенно повлиявших на дальнейшую историю геологического развития южных районов ВЕП и Скифско-Туранской платформы (СТП).

На образование СТП несомненное влияние оказывали прилежащие с юга подвижные пояса в Скифской и Предкавказской зонах, присутствие девонских отложений в них не доказано, хотя на Северном Кавказе известны вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации девона.

Не исключена вероятность, что с раннефранским временем связано заложение и Кольской рифтовой системы, а с завершением этапа – тектоническая активизация и с ней образование многочисленных кольцевых щелочно-гипабиссальных интрузивов и вулканоплутонических массивов, а также ряда кальдер (Контозерская и др.). Предполагаемое время начала активизации – девон–поздний визе, что совпадает с определениями абсолютного возраста Хибинского массива. К концу раннефранского времени структуры Печороморской, Тимано-Печорской, Волго-Уральской областей и Прикаспийской впадины составили протяженный пояс погружений, открытый в область Уральской геосинклинали. По всей вероятности, под уровнем моря оказались и значительные участки Кольского п-ова.

В позднем девоне на всей территории Тимано-Печорского региона существовал морской мелководный бассейн шельфового типа, открытый на восток в сторону Уральского моря. Дифференцированные движения блоков фундамента способствовали созданию основных структурных форм рассматриваемого этапа, в значительной мере наследующих структуры предшествующего.

Наиболее активные и устойчивые погружения имели место в Печоро-Колвинском авлакогене, где за позднедевонскую эпоху накопилось около 2,5 км морских карбонатных отложений. Большеземельский свод в это же время получил четкое выражение как положительная структура, на которой мощность накопившихся осадков не превысила 200 м.

Продолжалось формирование Ижма-Печорской впадины, где в условиях мелководного морского бассейна в позднем девоне накопилась карбонатная формация мощностью до 1–2 км, в западном направлении сменявшаяся разновозрастной красноцветной прибрежно-морской терригенной формацией мощностью до 100 м, прослеживающейся вдоль северо-восточного склона Тиманского поднятия.

Позднедевонская активизация, сопровождавшаяся дифференцированными подвижками блоков фундамента по разломам древнего заложения и новообразованным, привела к формированию приразломных складчатых и наложенных структур, а также излиянию основных лав, в результате чего на Тиманском поднятии накопилось до 400 м образований платформенной эффузивно-терригенной формации раннефранского возраста.

На ВЕП с этим временем связано накопление мощных карбонатно-глинистых осадков в Нижневолжском (Уметовско-Линевской впадине и др.) прогибе, наложившемся на восточный склон Воронежской антеклизы, во внешней прибортовой зоне Прикаспийской впадины, а также Радаевской впадине и Казанско-Кажимском прогибе. Таким образом, в девонском периоде влияние Прикаспийской зоны активных погружений проявилось во втягивании в него и прилежащих с севера и запада участков антеклиз – Волго-Уральской и Воронежской.

Бассейны Припятской и Днепровской впадин в начале франского века сообщались с бассейном центральных районов платформы и представляли собой обшир-

ные области опресненного мелководья с неустойчивой береговой линией, характеризовавшиеся очень слабым прогибанием.

Единственной структурой западной части платформы являлся Львовско-Люблинский грабенообразный прогиб, заложившийся на разновозрастных образованиях: на юго-востоке на платформе с дорифейским фундаментом, а на северо-западе – на байкальском, отчасти, возможно, переработанным в раннем палеозое.

Начавшиеся в конце эмса и далее в эйфеле процессы растяжения были сопряжены с рифтогенезом Среднеевропейской зоны герцинид, а в живете – и с магматизмом. При этом трансгрессии среднеевропейских морей на востоке ограничивала западная зона поднятий – «Западно-девонский вал» (рис. 11), хотя не исключается и периодическая связь его с бассейном Московской синеклизы через Полесскую седловину. В живетско-раннефранское время в Львовско-Люблинском прогибе в условиях мелководного шельфа, при активной денудации воздымающихся Украинского щита и Мазурско-Белорусской антеклизы, накапливались прибрежно-морские пестроцветные терригенные формации, замещавшиеся в краевых частях континентальными. Надо сказать, что областью денудации в это время могли быть и наиболее приподнятые зоны Свентокшийских гор.

В юго-западном обрамлении платформы участвуют складчатые сооружения Северной Добруджи, подвергшиеся герцинской тектонической переработке и относящиеся к Скифской складчатой системе, и Преддобруджский краевой прогиб, разграниченные Кагульско-Измаильским тектоническим швом. Преддобруджский прогиб, имеющий длительную историю и наследующий краевые системы в пределах эпибайкальской плиты, развивался в среднем–позднем палеозое в пределах последней.

Инундационная стадия раннегерцинского этапа продолжалась со среднефранского до среднефаменского времени включительно. Для этой стадии характерна тектоническая стабилизация при максимально широком распространении бассейнов осадконакопления за всю историю формирования осадочного чехла, резкое сокращение привноса обломочного материала, особенно в среднефранское время, и преобладание карбонатонакопления с немалой ролью глинистого материала.

Море распространилось не только на отрицательные структуры, но и на положительные, затопив Токмовский и Котельничский своды Волго-Уральской антеклизы, а также восточные крылья Воронежской и Мазурско-Белорусской антеклиз. Судя по составу пород и органическим остаткам, оно было мелководным, достаточно теплым с нормальной соленостью вод. Со среднефранским временем связано образование отдельных глубоководных бассейнов с некомпенсированным осадконакоплением – в Прикаспийской впадине, Уметовско-Линевской депрессии, Камско-Кинельской системе прогибов. С этими бассейнами и их краевыми зонами связаны широко распространенные в девоне рифогенные, барьерные постройки, ограничивающие глубоководные зоны с нарушенным газовым режимом вод, в которых накапливались карбонатно-глинистые илы, порой битуминозные.

Со среднефранским временем связано продолжающееся поступательное развитие Донецкого рифта в направлении к северо-западу, с захватом днепровской части

структуры, о чем свидетельствует активный магматизм, проявившийся главным образом в семилукское время [Геол. строение..., 1985].

На фоне направленного процесса морского осадконакопления в течение инундационной стадии имела место и разнопорядковая ритмичность, по классификации С. В. Тихомирова, IV и более высоких порядков [Тихомиров, 1995]. Наиболее значительные перерывы в осадконакоплении отмечаются на рубежах среднего с позднефранским, позднефранского с раннефаменским временем. Обширные области платформ выходили из-под уровня моря и подвергались размыву, что, по всей видимости, было связано с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Структурный план платформы не менялся, так же как и ее палеогеографические условия, преобладало карбонатное осадконакопление с примесью терригенного материала. Количество последнего зависело от удаленности от областей размыва, из которых постоянными являлись Воронежская антеклиз (ее присводовая часть и западное крыло) и южная часть Балтийского щита: на их склонах сохранились крайние фации девонского моря [Геол. формации..., 1981].

Питание бассейна водами открытого моря осуществлялось с юго-востока и востока, со стороны Уральской геосинклинальной области, испытывавшей в это время интенсивные погружения, магматизм, где накапливались кремнисто-сланцевые формации.

Временами в раннем фамене осуществлялась связь бассейна Припятского прогиба с Львовско-Люблинским, открытым на запад, в область варисского эпиконтинентального бассейна Западной Европы.

Существенно иные условия, по сравнению с большей частью платформы, имели области, прилежащие к тектонически активным зонам. Прикаспийской и Днепровско-Донецкой. С этим временем связано формирование Нижневолжской впадины – восточного крыла Воронежской антеклизы, оказавшегося вовлеченным в интенсивные погружения Прикаспийской впадины. Активные движения по разломам, создавшие сложнблоковую структуру погруженного крыла антеклизы, способствовали обособлению и созданию на его месте самостоятельной, существенно дифференцированной структуры (Нижневолжской впадины), в которой накапливались мощные терригенно-карбонатные формации девона. Главным образом, в позднефранское время шло образование многочисленных органогенных построек различного типа: биостромов, биогермов, барьерных рифов, водорослевых массивов.

В позднефранское время продолжалось формирование Днепровско-Донецкой рифтовой системы, втянувшей в раздвиг северо-западную Припятскую часть структуры, остававшуюся до того частью Московской синеклизы. Позднефранская история Припятского рифтового грабена началась с трансгрессии моря из Днепровской части рифта. Накопление сульфатно-карбонатной формации (речицко-евлановское время) сопровождалось интенсивным магматизмом основного состава в северо-восточной части грабена и на Брагинском поднятии. Блоковые движения в пределах этого поднятия привели к изоляции бассейна Припятского грабена от Днепровского и образованию солеродного бассейна с накоплением мощных соленосных формаций поздневоронежско-ливенского времени. С этим временем связано начало образования его современной структуры, окончательно сформировавшейся в средне-

и позднефаменское время при образовании второй мощной (более 2 км) калийно-галитовой формации. В конце раннегерцинского этапа в Припятском и Днепровском грабенах полностью прекратился магматизм и соленакопление, на смену которым после раннетурнейской трансгрессии в раннем визе пришло осушение бассейнов и образование лагунно-морской и континентальной терригенной пестроцветной каолинитово-угленосной формаций ранневизейского возраста.

С позднефранским магматизмом Днепровско-Донецкого рифта связан по времени магматизм Ново-Хоперской и Лосевско-Мамоновской зон глубинных разломов на юго-востоке Воронежской антеклизы.

Стадийность, свойственная раннегерцинскому этапу формирования чехла платформы, для Припятско-Донецкой рифтовой системы не выдерживается и характеризуется собственными тектоническими фазами образования.

Регрессивная стадия раннегерцинского тектоно-седиментационного цикла в разных частях платформы началась в разное время и проявилась по-разному. Раньше всего это произошло в центральной и западной частях Московской синеклизы, включая Литовско-Латвийскую впадину, где, начиная со среднефранского времени и до турнейского века включительно, происходило общее обмеление бассейна с возникновением лагун с повышенной соленостью, сопровождавшееся накоплением гипсово-доломитовых формаций. На части бассейна, располагавшейся в восточной и юго-восточной областях платформы (Волго-Уральская, Воронежская антеклизы, Прикаспийская и Нижневолжская впадины), продолжались активные погружения и накопление карбонатных осадков вплоть до раннего визе при широком сообщении открытого шельфа с Уральским морем.

Таким образом, регрессивная стадия, являющаяся в тектоно-седиментационном цикле наиболее перспективной с точки зрения полезных ископаемых [Геол. строение..., 1985], оказалась на раннегерцинском этапе редуцированной, очень слабо выраженной.

В эмерсивную стадию раннегерцинского этапа, отвечающую ранневизейскому времени, на территории платформы произошло общее воздымание с выходом из-под уровня моря большей ее части, исключая Прикаспийскую впадину и южную часть Московской синеклизы. Сообщение между ними осуществлялось через Рязано-Сердобский пролив. С небольшим перерывом продолжалось осадконакопление в раннем визе на востоке Волго-Уральской антеклизы (Верхнекамская впадина), в Бузулукской и Нижневолжской впадинах. Небольшой перерыв в осадконакоплении фиксируется на рубеже раннего и позднего визе в Западно-Уральской подвижной зоне, свидетельствуя о ее кратковременном сжатии.

С завершающей стадией этапа связано закрытие Камско-Кинельской системы прогибов, не компенсированных со среднефранского времени. Они были заполнены песчано-глинистым материалом, поступавшим с размываемых участков суши (Котельничский, Татарский, Токмовский своды) в косьвинско-радаевское время, и угленосными лимническими отложениями бобриковско-тульского возраста раннего-позднего визе. Отсутствие ранневизейских отложений (исключая бобриковские) на остальной части платформы свидетельствует о заметной перестройке ее структуры.

В разрезе осадочного чехла эта эмерсивная стадия фиксируется корами выветривания и бокситово-угленосной формацией в краевых частях Московской синеклизы (Ладожско-Онежской моноклинали, юго-восточном крыле Воронежской ан-

теклизы), а также угленосной глинисто-песчаной лимнической и прибрежно-морской формацией бобриковско-тульского времени, накапливавшихся в ее восточной части, в пределах Волго-Уральской антеклизы и Западно-Уральской зоны (рис. 44). При этом мористость фаций этой формации увеличивается с запада на восток.

Таким образом, завершение раннегерцинского этапа в разных частях платформы происходило в разное время. Активные сводовые поднятия западной ее части почти в течение всего раннего визе (Балтийский и Украинский щиты, Воронежская и Мазурско-Белорусская антеклизы) явились отголоском бретонской фазы складчатости в подвижных областях Западной Европы.

Рубеж ранне- и позднегерцинского этапов развития платформы совпал с завершением рифтового и началом пострифтовых, субплатформенных тектонических режимов формирования Припятско-Донецкой структуры. Заключительная стадия рифтинга ознаменовалась активизацией дифференцированных движений по разломам, сносом обломочного материала с прилежащих плечей трога и образованием мощной (до 1500 м) карбонатно-терригенной формации [Геол. строение..., 1985; Kirikov, 1988].

При рассмотрении раннегерцинского этапа следует подчеркнуть важнейшие особенности формирования его структурного плана, из которых ведущая роль принадлежит разрывной тектонике:

1. Помимо Припятско-Донецкого рифта с разрывной тектоникой связано образование Контозерской депрессии, заполненной вулканогенно-осадочными девон-раннекаменноугольными образованиями [Кириченко, 1978], а также формирование многочисленных грабенообразных структур Волго-Уральской антеклизы и Нижне-волжской впадины, по ступенчатым зонам разломов сопряженной с Прикаспийской впадиной.

2. С разломной тектоникой связан активный магматизм, проявленный в различных частях платформы (Воронежская антеклиза и Волго-Уральская, Московская синеклиза и др.), в том числе кимберлитовый на Зимнем берегу [Веричев и др., 1999]. Образование последнего, по всей вероятности, относится к заключительной стадии этапа, на что указывают геологические данные.

3. Характерной особенностью этапа явилось преобладание процессов растяжения литосферы над ее сжатием как в пределах самой платформы, так и в обрамляющих ее подвижных поясах.

4. С процессами регионального сжатия в конце раннего визе (эмерсивная стадия) связано начало образования структурных форм разного порядка, в частности, локальных в пределах Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской впадины и ее обрамления, а также Припятско-Донецкого рифта. К началу раннекаменноугольной эпохи сформировался основной структурный план солянокупольных форм – куполов, соляных гряд и разделяющих их мульд и депрессий.

5. Тектоническими особенностями этапа, их большой активностью при соответствующих палеоклиматических условиях объясняется и большое разнообразие типов геологических формаций, часть из которых, например соленосные, впервые появилась в разрезе чехла ВЕП. С этим этапом связано и большинство известных на ВЕП месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых [Кириков и др., 1992; Кириков, Старицкий, 1998].

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ (ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ)–РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Предшествовавший началу этапа перерыв в осадконакоплении был кратковременным (до 3–4 млн лет) и обусловлен региональным сжатием и сводовыми поднятиями большей части платформы, главным образом в ее центральной и западной частях, что привело к выходу их из-под уровня моря и размыву накопленных ранее осадков.

На крайнем востоке платформы связь с Уральским морским бассейном практически не прекращалась, что подтверждается проведенным анализом латеральных рядов формаций. Изменения в структуре выразились главным образом в сокращении размеров областей седиментации. Исключением являются лишь южные области платформы, прилежащие к Скифско-Кавказскому подвижному поясу.

Изменения структурного плана, обусловленные дифференцированными движениями мегаблоков фундамента, привели к погружению Мезенского, Волго-Уральского, а также центрального и западно-балтийского участков платформы. Произошла переориентация Московской синеклизы и образование в ее восточной части, а также на территории Волго-Уральской и севера платформы однокрылой (Волго-Камской) структуры-моноклизы, открытой на восток к Уралу и особенно хорошо выраженной в отложениях пермского СПЯ.

С рассматриваемым этапом, и главным образом с его завершающей стадией, связано образование Предуральского предгорного краевого прогиба, заложившегося как на Печорской плите с байкальским, так и на Русской плите с дорифейским фундаментом (рис. 2). Заложившись сначала на юге (в среднем карбоне), он вскоре (поздний карбон–пермь) распространился и на север.

На месте Припятско-Донецкого рифта образовались Припятская и Днепровско-Донецкая впадины за счет втягивания в погружения его плеч – прилежавших участков Украинского и Воронежского массивов.

Поднятия в западной части платформы, сопряженные со складчато-надвиговыми движениями судетской фазы варисцид Западной Европы, привели к полному прекращению осадконакопления в Литовско-Латвийской впадине. Лишь в раннепермскую эпоху накопилась маломощная пачка грубообломочных континентальных молассоидных пород на склонах Мазурско-Белорусской антеклизы.

Характерной особенностью данного этапа является отсутствие сколько-нибудь заметно выраженной разрывной тектоники и проявлений магматизма (исключая западный регион) при отчетливой стадийности формирования СВК. Анализ вертикальных рядов формаций показывает наличие всех четырех стадий тектоно-седиментационного цикла, а для латеральных рядов позволяет установить близость границ их современного распространения к палеограницам.

Характерной особенностью каждой стадии позднегерцинского этапа является их тектоническая обусловленность, выраженная четкими границами глубоких региональных размывов и перерывов в осадконакоплении, отражающих цикличность более высоких порядков.

К началу позднегерцинского этапа морские бассейны располагались в пределах четырех основных структур платформы: Восточно-Русской моноклизы, Львовско-

Люблинского прогиба, Прикаспийской, Днепровско-Донецкой впадин. При этом трансгрессии моря в разных структурах и их частях происходили в разное время. Так, если на востоке и юго-востоке платформы морское осадконакопление на рубеже этапов практически не прекращалось, то в западной, московской ее части, оно началось в тульско-алексинское время, в пределах Мезенской в серпуховском веке, а в Притиманье лишь в башкирском веке.

Начальная трансгрессивная стадия позднегерцинского этапа, представленная в пределах Волго-Камской моноклизы (Восточно-Русской по Н. В. Неволину [Геофизическая характеристика..., 1988]) комплексом терригенных и терригенно-карбонатных формаций поздневизейского и башкирского веков, отражает самостоятельный тектоно-седиментационный цикл второго порядка. Начавшись трансгрессией Уральского моря в бобриковско-тульское время, он завершился региональным поднятием и осушением большей части бассейна, занимавшего обширную территорию раннегерцинской Волго-Уральской антеклизы и Московской синеклизы, а также эпибайкальской Печорской синеклизы. Эта стадия, отличающаяся неустойчивым тектоническим режимом и, при общей трансгрессивной направленности, частой сменой трансгрессивно-регрессивных ритмов более высоких порядков, находит четкое отражение в строении формаций.

Для Тимано-Печорской платформы позднегерцинский этап, начало которого совпало с ранним визе, характеризовался сравнительно невысокой тектонической активностью и слабовыраженной дифференциацией тектонических движений. Об этом свидетельствуют относительно небольшие, по сравнению с предыдущими этапами, мощности накопившихся отложений, их выдержанность и однообразие формационного состава (преобладают морские карбонатные формации платформенного типа).

Широкое развитие глобальной каменноугольной трансгрессии, начавшейся с погружения территории раннепалеозойского Северо-Предуральского перикратонного прогиба, распространилась на всю плиту и южную часть Тиманского поднятия. На всей этой территории насапливались карбонатные осадки, мощность которых увеличивалась от 300–500 м на западе до 1000 м на северо-востоке.

В Тимано-Печорском регионе произошла существенная перестройка структурного плана, выразившаяся в развитии инверсионных структур в Печоро-Колвинском авлакогене. В башкирском веке среднего карбона инверсионные движения привели к началу формирования Печоро-Кожвинского и Колвинского мегавалов, Шапкина-Юрьяхинского и других валов.

Нарастающая в течение послебашкирского времени инверсия привела к формированию положительных структур, представленных не только отложениями карбона, но и девона. Инверсия сопровождалась интенсивными восходящими движениями отдельных блоков основания, что фиксируется несогласным залеганием отложений нижней перми на размытой поверхности каменноугольных пород в пределах этих блоков. Вероятно, предпермскими подвижками закончилось в общих чертах формирование валов и мегавалов авлакогена.

На стабильном Больцеземельском мегаблоке продолжается формирование одноименного свода, в наиболее приподнятой части которого начали оформляться Сандивейское, Баганское и другие куполовидные поднятия.

Между новообразованным Печоро-Кожвинским мегавалом Печоро-Колвинского авлакогена и Тиманским поднятием оформилась Ижма-Печорская мегавпадина, каменноугольно-раннепермский палеоструктурный план которой близок к современному. С севера мегавпадина ограничивается унаследованным Седухинским валом, к северо-востоку от которого развивается Малоземельско-Колгуевская моноклираль.

Южная часть Тиманского поднятия в течение этапа была вовлечена в погружение, но амплитуда его была невелика, и Тиман продолжал оставаться относительно приподнятым участком.

На начальной стадии своего развития, в визейский век, в условиях гумидного климата море, имея поступательный трансгрессивный характер, создавало в прибрежной зоне многочисленные лагуны, заливы, отмели и острова. При этом связь его с Уральским, а возможно, и Донецким морем вначале (бобриковско-тульское время) была затруднена и расширилась с алексинско-михайловского времени позднего визе. Аридизация климата в стешевское время (серпуховский век) с образованием лагун в прибрежной зоне западной, московской части бассейна, нашла выражение в образовании гипсово-доломитовой формации. Этой формацией здесь завершается нижний трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка, отвечающий начальной стадии позднегерцинского этапа.

На юге бассейна, в северо-западной зоне Прикаспийской впадины этот перерыв вообще не фиксируется, чему способствовали здесь стабильные погружения. Присутствие каменноугольных отложений установлено во всех краевых зонах Прикаспийской впадины, где они представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными формациями, характеризующими глубоководный бассейн в центральной части впадины и относительно мелководный, с частой сменой фациальных условий в его краевых частях. Наиболее изученные разрезы в южной его части, в зоне сочленения с валом Карпинского, содержат многочисленные органогенные постройки. Начало позднегерцинского этапа здесь проявилось по-разному – в одних случаях граница нечеткая (западная прибортовая зона), в других характеризуется резким несогласием на границе девона и карбона (Соль-Илецкий выступ).

Инundационная стадия развития платформенного чехла нашла наиболее полное выражение в накоплении мощной (до 3 км) известняковой формации, характеризующейся в прибортовых зонах башкирскими–раннепермскими (докунгурскими) мощными органогенными постройками – рифогенными и биогермными (Астраханский свод, Западная и Северная прибортовые, Каратон-Темирская и Карачаганак-Троицкая зоны поднятий [Объясн. зап. к структурным..., 1984; Геофиз. характ., 1988]. При этом следует отметить, что к концу рассматриваемой стадии, в течение ранней (докунгурской) перми, глубоководный бассейн Прикаспийской впадины достиг максимальных размеров при продолжающейся карбонатной седиментации на его северо-западе и западе. На юго-востоке и востоке впадины преобладало терригенное осадконакопление, что было связано с поступлением огромного количества обломочного материала с Урала, захваченного в это время восходящими движениями, наиболее интенсивными в зоне его южного замыкания [Объясн. зап. к структурным..., 1984].

На крайнем западе платформы дифференцированные блоковые движения по разломам на рубеже ранне- и позднегерцинского этапов (Ратновскому, Владимиро-Волынскому, Луцкому, Белз-Балучанскому и др.) привели к образованию Ковельского и Лукувско-Ратновского выступов фундамента, а также разобщению Львовско-Люблинского и Преддобруджского прогибов, сформированных на байкальском основании.

Начавшееся в серпуховский век воздымание западных областей, включая территорию Львовско-Люблинского и Преддобруджского прогибов, сопровождалось регрессией моря при усиленном сносе обломочного материала с прилежащих участков суши (Мазурско-Белорусской антеклизы, Лукувско-Ратновского выступа и Украинского щита). Начавшаяся в серпуховский век регрессия бассейна завершилась в конце башкирского накоплением мощной (до 650 м) терригенной угленосной паралической формации. Региональное активное сжатие западной окраины платформы, вместе с ее каледонским обрамлением, привело к образованию зон линейной складчатости, надвигов и взбросо-надвигов, преимущественно в западной части Львовско-Люблинского и Преддобруджского прогибов, а также складчато-глыбовым деформациям девонских и каменноугольных образований района каледонских Свентокшійских гор, образовавших сундучные складки, получившие орографическое выражение [Объясн. зап. к тектонической..., 1972].

К числу важнейших структур платформы, сформировавшихся в позднегерцинский этап, относится Днепровско-Донецкая впадина, включающая восточную часть Припятского грабена, расположенную в бассейне Днепра. Образование впадины в пострифтовую стадию началось в визейском веке с региональных растяжений, охвативших обширные территории юга платформы и Скифской плиты. Интенсивные погружения всей зоны Днепровско-Мангышлакского линеамента привели к образованию единой протяженной системы прогибов, характеризующихся в разных частях некоторыми различиями в строении.

Образование Днепровско-Донецкой позднепалеозойской впадины над девонским рифтом сопровождалось погружениями не только самого трога, но и обширных участков Украинского и Воронежского кристаллических массивов, перекрытых визейскими терригенными и терригенно-карбонатными формациями. При этом в пределах ВКМ погружения захватили не только прилежащий к трогам выступ фундамента, но и его северо-восточное крыло. На девонских образованиях с угловым несогласием залегают раннекаменноугольные отложения, подчеркивающие асимметричное строение современной структуры Воронежской антеклизы.

Формирование припятской и днепровской частей впадины началось с образования прибрежно-континентальной каолиново-угленосной формации в раннем визе и продолжилось накоплением угленосной паралической карбонатно-терригенной формации, завершившемся в башкирском веке в Припятской и московском веке – в днепровской части структуры. Осадконакопление проходило при полном отсутствии магматизма и соленакопления. Сократилось влияние разрывной тектоники по сравнению с периодом активного рифтогенеза. Судя по разности в мощностях, значительно более интенсивные погружения по сравнению с Припятской испытывала днепровская часть впадины.

Доно-Мангышлакская часть структуры, главным образом Донбасс и вал Карпинского, отличается большей тектонической активностью и продолжающимся рифтогенезом в течение почти всего каменноугольного периода. Проявляется это прежде всего в интенсивных погружениях центрального, внутреннего грабена, а также вовлечения в него Манычского и, возможно, Каракульского грабенов.

Активные погружения по зонам глубинных разломов создавали огромные емкости для накопления мощных (до 10 км и более) осадочных формаций: морской известняковой (450 м) турнейско-ранневизейского возраста и карбонатно-терригенной угленосной паралической поздневизейско-позднекаменноугольного (касимовского) возраста (более 10 км), распространенной главным образом в донецкой части структуры. Постепенное замещение последней к востоку от Западно-Сальского разлома морской терригенной флишоидной сероцветной формацией, лишенной как угольных, так и известняковых пластов, свидетельствует о принадлежности этой части структуры к тектонической зоне миогеосинклинального типа, переходящей далее на востоке к туранской части линеамента.

Сходный состав раннекаменноугольных формаций на территории Скифской плиты и вала Карпинского по А. Я. Дубинскому [Геол. строение..., 1985] свидетельствует о близких условиях их формирования в обширном морском бассейне геосинклинального типа. С позиций плитной тектоники вся территория Предкавказья, включая вал Карпинского, представляла окраинный морской бассейн Паратетиса, а прилежащая к нему южная часть Прикаспийской впадины (Актюбинско-Астраханская область поднятий) – его шельфовую зону [Объясн. зап..., 1996а].

Начавшиеся сжатия в позднем карбоне привели к дифференциации основных структур региона. Происходит сокращение шельфовой области Скифского и Прикаспийского бассейнов. Относительно глубоководные условия сохранялись в бассейне вала Карпинского и Каракульском грабене, где накапливалась флишоидная формация, а также, вероятно, в приосевой зоне Прикаспийской впадины.

Сжатие и орогенез проявились в зоне Передового хребта в конце раннего карбона (серпуховский век) в широком развитии сдвига-надвиговых деформаций. В результате последовавшего общего поднятия и горообразования зона Передового хребта превратилась в межгорный прогиб, где в среднем и позднем карбоне накапливались угленосные, а в перми и триасе – красноцветные молассовые формации, сопровождавшиеся кислым вулканизмом и внедрением субвулканических тел (порфировая формация). В позднеорогенную стадию окончательно сформировались основные черты зоны Передового хребта.

В ранней перми окраинный бассейн Скифской плиты сократился, переместился к северу, в шельфовую зону Прикаспия, где накапливались глинистые и известняковые (Каракульская зона) формации. Глубоководный бассейн существовал вплоть до конца артинского века только в пределах Прикаспийской впадины.

Начавшиеся в конце карбона, а главным образом в послеассельское время, сжатие и инверсия Доно-Мангышлакского прогиба, завершились в конце раннепермской эпохи оформлением складчатых систем – Донецкой и вала Карпинского. Образовалась Каракульская зона надвигов (аллохтон молассоидных комплексов вала Карпинского, надвинутых на верхний палеозой Прикаспийской впадины), а в пределах

вала Карпинского сформировались линейные валообразные структуры северо-западной ориентировки. Однако интенсивность тектонических движений в этих зонах была различной. Так например, если для завершающей стадии позднегерцинского этапа Скифской плиты характерны (как результат сжатия) интенсивные складкообразовательные движения, активный кислый магматизм с образованием интрузий гранитов, гранодиоритов и др., а также метаморфизм до стадии зеленых сланцев нижнекаменноугольных отложений (Ставропольский свод, Прикумская система поднятий и др.), то для Донецкой зоны характерно отсутствие гранитоидных формаций, интенсивных складкообразовательных движений и денудации.

Завершающая стадия позднегерцинского этапа, обусловленная общим поднятием территории платформы и регрессией моря, в разных ее частях началась в разное время.

Инверсия донецкой части рифта, а также воздымания юго-восточного крыла Воронежской антеклизы привели к частичному отчленению бассейна Днепровско-Донецкой впадины от Прикаспийского моря и уже в ассельско-сакмарский век кобразованию на территории впадины лагуны и солеродного бассейна. В условиях аридного климата в них накопились мощные формации – соответственно красноцветная терригенная, достигающая в зоне сочленения с Донбассом 1200 м (картамышская свита) и соленосная – до 2000 м (никитовская и славянская свиты). Солеродный бассейн, распространенный почти на всей территории ДДВ, в конце сакмарского века прекратил свое существование.

На востоке в Приуралье, несмотря на ритмический режим бассейна, господствовали условия морского шельфа с нормальной соленостью вод. Дальнейшее формирование Волго-Камской моноклизы, как и Прикаспийской впадины, в значительной мере зависело от обрамляющего их с востока Уральского подвижного пояса.

Позднеартинско-раннетриасовая фаза позднегерцинского тектогенеза соответствует орогенной стадии развития герцинид Урала. На севере Предуралья начинается образование краевого прогиба. Нисходящие движения распространились и на инверсионные поднятия Печоро-Колвинского авлакогена. Здесь образовалась Большесынинская впадина, наложенная на структуры юго-восточной части авлакогена. В самой впадине сформировались складки субмеридионального простираения, морфологически сходные со структурами внутренней зоны Предуральского прогиба. На продолжении Печоро-Кожвинского мегавала образовалось Средне-Печорское поперечное поднятие, разделившее прогиб на Верхнепечорскую впадину, выполненную сероцветными терригенными формациями мощностью до 3000 м, и Большесынинскую, где развита угленосная терригенная формация мощностью более 2500 м.

В результате проявления завершающих фаз герцинского тектогенеза на рубеже перми и триаса на границе стабильного Большеземельского и мобильного Северо-Предуральского мегаблоков возникло поднятие Чернышева, трактуемое как линейная сложнопостроенная чешуйчато-надвиговая структура. Южная ветвь поднятия, являющегося структурной границей между Предуральским прогибом и Большеземельским сводом, отделяет Большесынинскую впадину от находящейся северней Косью-Роговской впадины, где развита угленосная терригенная формация, максимальная мощность которой оценивается в 400 м.

В это же время начинает формироваться Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона. Активная тектоническая деятельность в начале триаса привела к образованию и оживлению системы разломов, блоковые подвижки по которым обусловили образование в ней серии горстов и грабен.

Оформилась Ижма-Печорская мегавпадина, осложненная на севере Седухинским поднятием, к северу от которого прослеживается Малоземельско-Колгуевская моноклираль. На юго-востоке мегавпадина сливается с Верхнепечорской впадиной Предуральского прогиба, граница которого проводится по резкому возрастанию мощностей верхней перми.

Большеземельский свод испытал погружение, причем более всего опускалась его восточная часть. С триаса здесь начала формироваться наложенная на свод Хорейверская впадина.

К концу этапа сформировался структурный план, близкий к современному. На западе существовало Гиманское поднятие. Закончилось формирование системы валов и прогибов, заложенных ранее и новообразованных.

Формирование краевого прогиба как единой структуры началось с артинского века. Он прошел длительный этап становления, не одновременный по всей протяженности уральского орогенного пояса, и мигрировал по времени с юга на север. В том же направлении шло последовательное накопление формаций краевого прогиба.

В развитии Предуральского прогиба выделяются по меньшей мере две стадии его формирования. Первая – флишевая, стадия внутреннего прогиба, от среднего карбона до раннеартинского века, вторая – внешняя, выраженная формациями молассового комплекса. Пространственно они также разобщены. С первой стадией, характеризующейся морским осадконакоплением, связаны погружения прилежащего к прогибу восточного склона платформы. В ассельский–сакмарский века по западному борту прогиба формировались рифовые гряды, служившие его западной границей. Эта зона рифов прослеживается от Прикаспийской впадины до гряды Чернышева в Печорской синеклизе. К ней приурочено большинство нефтяных и газовых месторождений.

Накоплению собственно молассовых красноцветных формаций в прогибе предшествовало образование Предуральского солеродного бассейна в конце ранней перми, от Бельской впадины на юге до Печорской на севере. Кунгурский солеродный бассейн Прикаспийской впадины образовался в процессе обмеления остаточного внутриконтинентального моря, в котором за 10 млн лет накопилась мощная (3–5 км) соленосная (эвапоритовая) формация. Этот, общий с краевым прогибом бассейн, уникальный по своим масштабам и набору легкорастворимых солей, испытывал интенсивные погружения в условиях аридного климата и отчленения от открытого океана широким поясом воздымавшихся герцинид – Уралю-Азиатского и Скифско-Кавказского.

На севере Предуральского прогиба в это время при гумидном климате накапливались терригенные и угленосные формации в Косью-Роговской впадине (Печорский угольный бассейн).

Развитие пермского бассейна Волго-Камской моноклизы начиная с пермского века связано с циклическими колебаниями уровня его вод – сменой прибрежно-мор-

ских лагунно-континентальными условиями (уфимский, раннеказанский, татарский века), причем последние преобладали в восточной, прилежащей к краевому прогибу части структуры.

В конце ранней перми (уфимский век) осадконакопление ограничивалось лишь узкой полосой восточного склона ВЕП, прилежащего к краевому прогибу, где накапливались сульфатно-карбонатные, а также соленосные отложения на севере Прикаспийского бассейна.

Важную роль в смене условий седиментации бассейна играла связь его с Бореальным открытым морем, периодические обособления от которого вызывали засоления его вод. Особенно наглядно это проявилось в казанский век. Важную роль в формировании латеральных рядов формаций играла и климатическая зональность. Примером может служить глинисто-карбонатная формация, накапливавшаяся в условиях погружения платформы и широкой бореальной трансгрессии. В строении ее выделяются четыре цикла осадконакопления, что обусловлено в значительной мере миграцией климатических зон, с северо-востока на юго-запад, происходившей в уфимский век и усилившейся в начале казанского [Геол. строение..., 1985]. К этому времени область накопления углей, характеризующая зону северного гумидного умеренного климата, сместилась из Печорского бассейна к Нижнему Прикамью, а область накопления меденосных отложений, отвечающая умеренноаридному климату, из Пермского Прикамья сместилась в Башкирию, Татарию и Оренбургскую область, где образовалась лагунно-континентальная красноцветная терригенная меденосная формация (белебеевская свита). К концу раннеказанского времени произошла обратная миграция климатических зон с юго-запада на северо-восток, и юго-восточная часть платформы вновь попала в аридную зону. Однако казанский бассейн оставался морским, а накопление сульфатов происходило лишь в прибрежных лагунах. В позднеказанское время в связи с тенденцией к поднятию ВЕП, связь с Бореальным морем периодически нарушалась, с чем связаны неоднократные засоления и опреснения вод и накопление в условиях аридного климата разнофациальных пород, слагающих морскую сульфатно-карбонатную формацию.

Орогенез Урала, особенно резко проявившийся с поздней перми, втягивал в поднятия и прилежащие области Предуральского прогиба, чем обуславливалась его миграция на запад, где морские формации платформы сменялись континентальными Предуральского прогиба.

Последовавшие затем региональное сжатие и общее воздымание платформы охватывают громадный промежуток времени – от татарского века поздней перми до ранней юры включительно. При этом, если континентальные отложения татарского века и раннего триаса достаточно широко распространены на востоке ВЕП, то среднетриасово-раннеюрские осадки, видимо, были уничтожены предсреднеюрским размывом. Исключение составляют углы платформы, особенно Прикаспийская и Североморская синеклизы, где татарские отложения верхней перми и триасовые всех отделов достаточно широко распространены и представлены континентальными, лагунно-континентальными и лагунно-морскими формациями.

Складчатостью, как в Доно-Мангышлакской зоне, так и в Предкавказье, происшедшей в поздней перми, завершился палеозойский этап формирования этих структур.

тур, явившихся в дальнейшем фундаментом платформенного чехла, начало образования которого в разных частях этих структур происходило в разное время – от среднего триаса до средней юры, а большей частью и в позднем мелу.

На западной окраине платформы длительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся в Прибалтийском регионе практически в течение всего позднегерцинского этапа, сопровождался слабыми воздыманиями и денудацией в основном осадочных пород чехла. Лишь в моменты активизации тектонических движений на сводах поднятий (Мазурско-Белорусская антиклиз) обнажались и породы фундамента [Геология республик..., 1982].

В завершающую стадию герцинского (варисского) тектогенеза, на востоке платформы господствовал континентальный режим, а западные области подверглись влиянию растяжений, и в конце позднепермской эпохи в погружения были втянуты окраинные ее части, прилежащие к Датско-Польскому прогибу. Трансгрессия пермского бассейна на западную окраину платформы совпала с некоторой перестройкой ее структурного плана – началом формирования Польско-Литовской синеклизы – единой структуры, протянувшейся вдоль границы с Датско-Польским прогибом.

Мелководный морской бассейн поздней перми перекрывал также склоны Мазурско-Белорусской антеклизы, оставив в базальном горизонте грубообломочные фации, сменяющиеся ближе к центральным частям тонкозернистыми. Сводово-глыбовые движения в районе Свентокшійских гор в конце позднегерцинского этапа способствовали постепенной изоляции бассейна и в условиях аридного климата превращения его в солеродный, а в дальнейшем произошло сокращение и миграция его на запад за пределы ВЕП. Развитие цехштейнового бассейна имело циклический характер, обусловленный периодическими колебаниями уровня его вод – сменой морских фаций солеродными. В раннем триасе при общей регрессивной тенденции существования морского бассейна, в юго-западной части Польско-Литовской синеклизы образовались лагуны, в которых накапливались пестроцветные терригенные осадки, нередко доломитизированные с прослоями оолитового известняка, а при смене климата – сероцветные алевроиты и глины. Завершился позднегерцинский этап в среднем триасе, когда вся рассматриваемая территория вновь испытала поднятия.

В заключительную стадию позднегерцинского этапа активные погружения, сопровождавшиеся разломной тектоникой, происходили в Добруджском участке Галицийско-Добруджского подвижного пояса. С этим временем, отвечающим красному лежню (отген и саксоний) Западной Европы, связано накопление мощной вулканогенно-терригенной формации (более 5000 м), слабометаморфизованной и дислоцированной [Геол. строение..., 1985], а широкая трансгрессия среднетриасового моря способствовала накоплению мощной карбонатной формации (3 км).

Интенсивные прогибания на завершающей стадии позднегерцинского этапа произошли в юго-восточном углу платформы – в Прикаспийской впадине, где в поздней перми (татарский век) – раннем триасе в аридных условиях и преимущественно при континентальном режиме шло накопление мощной (более 3 км) терригенной красноцветной формации. Снос обломочного материала в пределах внутриконтинентальной впадины поступал с обрамляющих ее с юга и востока складчатых сис-

тем – вала Карпинского и Урала. Возникший на рубеже раннего–среднего триаса в Прикаспийской впадине морской солоноводный бассейн в позднем триасе вновь сменился аллювиально-болотной равниной. На севере Скифской плиты начало раннего триаса охарактеризовалось накоплением грубообломочной молассы. На юге Скифской плиты вдоль границы с Кавказским подвижным поясом формировался перикратонный прогиб, заложенный в раннем триасе. В этом прогибе накапливалась терригенно-карбонатная формация.

На Скифской плите процессы растяжения захватили территорию к югу от вала Карпинского, где формировались Манычские прогибы, наследующие предшествующие рифтовые системы. В конце триаса–начале лейаса эти прогибы испытали сжатие, а выполняющие их терригенно-карбонатные формации были смяты в складки. Горообразование, прошедшее на Б. Кавказе, сопровождалось образованием вулканоплутонического пояса на Скифской и Туранской плитах [Объясн. зап..., 1996а].

Наряду с образованием региональных структур с позднегерцинским этапом связано начало формирования солянокупольных структур в областях распространения соленосных формаций, продолжающееся и сейчас.

С заключительной стадией этапа на ВЕП связано образование многих инверсионных структур, например, Вятского вала над Казанско-Кажимским прогибом, Жигулевского вала и др.

К числу наиболее важных событий и характерных особенностей позднегерцинского этапа относятся:

1. Завершение складчатых и орогенических процессов в обрамляющих платформу подвижных поясах, определивших ее современные границы, – Урала и северной окраины Средиземноморского пояса и Скифско-Туранской платформы.

2. Преобладающее влияние на формирование структур чехла подвижных поясов, ограничивающих платформу с востока и юга.

3. Преобладание процессов сжатия над растяжением по сравнению с раннегерцинским этапом, незначительная роль разрывной тектоники, почти полное отсутствие магматических формаций.

4. Сокращение областей седиментации и преобладание формаций регрессивного ряда; преобладание гумидных условий на начальных стадиях этапа (каменноугольный период) и аридных – на завершающих (пермь–триас).

КИММЕРИЙСКИЙ И АЛЬПИЙСКИЙ (МЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ) ЭТАПЫ

Предшествовавший их началу перерыв в осадконакоплении характеризуется разной продолжительностью в разных частях платформы: в юго-восточной и западной он не превышает 2–5 млн лет, а в центральных увеличивается до 50–65 млн лет. Подтверждается это отсутствием отложений триасового и раннеюрского возраста, хотя и не исключен их более поздний размыв на части территории платформы. Проведенный структурно-формационный анализ мезозойско-кайнозойского разреза чехла платформы позволил на большей ее части установить присутствие двух СЯ, отвечающих киммерийскому и альпийскому этапам тектонического развития обрамляющих ее с запада и севера подвижных областей. Границы этих этапов на платформе

не всегда стратиграфически строго выдержаны и нередко являются геохронными. Поэтому возрастные интервалы их не всегда трактуются однозначно.

Каждый из этапов делится на подэтапы, отражающие стадийность формирования платформенных структур и осадконакопления.

Киммерийский этап

Начало киммерийского этапа, совпавшего по времени с позднетриасовой эпохой, ознаменовалось постепенным втягиванием в погружение краевых частей платформы: Польско-Литовской синеклизы на северо-западе, Прикаспийской – на юго-востоке, Печорской – на северо-востоке и завершением формирования промежуточного комплекса Скифско-Туранской платформы на юге.

На западе активизировались тектонические движения как в пределах эпигерцинской Западно-Европейской платформы, так и в отделяющем ее от ВЕП Датско-Польском прогибе.

Большая часть территории Польско-Литовской синеклизы в это время оказалась пенеппенизированной сушей, поставлявшей обломочный материал в среднеевропейские лагунные бассейны, отделенные от ВЕП Датско-Польским прогибом, где за это время накопилось до 2,5–3 км осадков триаса.

Сходные с позднетриасовыми условия седиментации в западных областях ВЕП, были и в раннеюрскую эпоху. Периодически возникавшие трансгрессии из европейских тетических морей не проникали далеко за пределы Датско-Польского прогиба, в котором мощность юрских осадков достигает 3 км. В юго-восточной же части акватории Балтийского моря она не превышает десятка метров [Геология и геоморфология..., 1991].

Начавшиеся слабые погружения в ранней юре сопровождались накоплением континентальной песчано-глинистой угленосной формации мощностью до 140 м, залегающей непосредственно на корях выветривания раннего триаса.

Усилившиеся погружения в среднекембрийское время привели к широкой трансгрессии моря, достигшей максимума к концу юры, за время которой накопилась сравнительно мощная (более 200 м) глинисто-алеврито-карбонатная формация. В это время – время начала позднекиммерийского подэтапа трансгрессия захватила большую часть запада платформы, включая и Подляско-Брестскую ее часть. Последовавшее затем в киммериджском и титонском веках поднятия завершились в конце последнего осушением территории, продолжавшемся вплоть до аптского века.

Наиболее активные погружения на киммерийском этапе произошли вдоль юго-западного края платформы. Формирование Стрыйского прогиба, начавшееся в конце ранней – начале средней юры с накопления континентальной песчано-алевролитовой формации (до 500 м), продолжалось без перерывов до конца юрского периода. Расположившийся на его территории, начиная с байоса и до конца юры, морской бассейн характеризовался сменой солевого режима во времени, что выразилось в накоплении различных по составу формаций – от биогермных до соленосных общей мощностью более 1000 м.

Придобруджский прогиб наиболее полное выражение получил на позднекиммерийском подэтапе своего развития.

Трансгрессия среднеоксфордского бассейна привела к накоплению в центральной части прогиба формации пестрых глин, а в зоне их сочленения – к образованию рифовых построек. Интенсивные прогибания в кимеридже Придобруджского прогиба и прилегающего склона древней платформы, сопряженные с поднятиями Северной Добруджи, завершились накоплением соленосно-терригенной формации (до 550 м), а последовавшее в титоне поднятие терригенной красноцветной, завершившей позднекimmerийский цикл седиментации.

С позднекimmerийским подэтапом связано начало образования Украинской синеклизы, сформировавшейся на месте Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, Украинского и Воронежского массивов. Периодическая связь ее бассейна с Польско-Литовским осуществлялась через Центрально-Белорусскую седловину, что подтверждается фрагментарным распространением юрских и раннемеловых отложений на рассматриваемой территории. Заложение структуры относится к байос-батскому векам. Вызванное возобновившимися растяжениями в зоне Припятско-Днепровско-Донецкой впадины, оно сопровождалось втягиванием в погружение обширных территорий прилежащих к ней положительных структур.

Эти погружения в келловейском веке способствовали значительному расширению трансгрессии моря с юго-востока и проникновению моря с запада из области Датско-Польского прогиба. Трансгрессия достигла своего максимума в оксфордский век и обусловила периодическую связь бассейнов Польско-Литовской и Украинской синеклиз.

Терригенное, местами с углями, осадконакопление в пресноводных континентальных бассейнах конца триасового и начала юрского периодов сменилось в батском и особенно в келловейском веках карбонатно-терригенными осадками морского мелководного шельфа. В оксфордском веке в приосевых частях Украинской синеклизы в условиях глубоководного шельфа шло накопление глин и известняков, часто окремнелых. Общая мощность средне-позднеюрских осадков до 150 м. При этом как окремнение, так и появление пестроцветной окраски пород увеличиваются в связи с большим содержанием вулканогенных пород с приближением к Донбассу. Несомненное влияние последнего, особенно в зоне обрамляющих его разломов, проявилось в байос-батский век, о чем говорит присутствие прослоев вулканогенных пород – туфобрекчий и туфоконгломератов. Их образование связано с ранне-среднеюрским магматизмом, проявившимся в Южном Донбассе интрузиями среднего и основного составов.

Общее воздымание западной части платформы, начавшееся в конце поздней юры, с кимериджского века и продолжавшееся в течение почти всего неокома и апта, привело к обмелению площади морского осадконакопления и временами к его полному прекращению. Частичная трансгрессия, главным образом с запада, имела место лишь в валанжин-готеривский век, хотя размеры и значение ее были значительно меньше по сравнению с предыдущей трансгрессией начала кimmerийского этапа. Сокращение площади морских бассейнов, сопровождавшееся обмелением, привело в барреме-апте к накоплению континентальных и прибрежно-континентальных осадков – глин, местами каолинитовых, и кварцевых песчаников с прослоями углей общей мощностью до 130 м.

Погружения, охватившие платформу в среднеюрскую эпоху, способствовали широкому распространению трансгрессии в ее центральные, восточные и южные районы, главным образом из Бореально-Атлантической области [Невеская, 1999]. Морем была покрыта почти вся территория Московской, Прикаспийской синеклиз и Волго-Уральской антеклизы. При этом не исключаются его периодические связи и с северными морями, а также эпиконтинентальным неглубоким морем, занимавшим территорию Скифской плиты и Северного Кавказа. Границы Бореальной и Тетической областей не были постоянными и зависели от изменения палеотектонических и палеогеографических условий.

Ограниченный на востоке Уральскими горами, на северо-востоке бассейн занимал Печорскую синеклизу, Баренцево и Карское моря, где накапливались осадки киммерийского этапа и главным образом его раннего подэтапа (средний триас–юра) огромной мощности (до 4–5 км) [Объясн. зап..., 1996a]. На юге платформы морской бассейн открывался в области Скифской и Туранской плит и далее в Среднюю Азию и Кавказ.

Современные границы распространения юрских и нижнемеловых отложений, а также области их наибольших мощностей на территории ВЕП, по всей вероятности, отвечают участкам максимальных погружений палеоструктур, в которых сохранились от размыва слагающие их отложения. Границы их, в современном структурном плане осадочного чехла (киммерийском СЯ), нечеткие и проводятся в значительной мере условно по градиентам изменения мощностей. К числу этих остаточных структур, зачастую являющихся наложенными, относятся Ульяновско-Саратовский прогиб, Московская, Сысольская впадины и Прикаспийская синеклиза.

Формирование Ульяновско-Саратовского прогиба, наложенного на юго-западную часть Волго-Уральской антеклизы (Токмовский свод, Мелекесскую палеовпадину и Нижневолжский прогиб) охватывает всю средне-позднеюрскую и раннемеловую эпохи, включая альбский век. Последнее обусловило отсутствие четкой границы между киммерийским и альпийским этапами его развития. Сочленяющийся на юго-западе по условной границе с Украинской синеклизой, на юге он открывается в Прикаспийскую синеклизу.

Морской мелководный бассейн с терригенным осадконакоплением, существовавший здесь на протяжении всего киммерийского этапа, в начале титона на короткое время стал более глубоководным с образованием глинистых и битуминозных горючих сланцев (до 30 м), распространенных на огромной территории – от Печорского до Прикаспийского бассейнов.

После небольшого перерыва в среднетитонское время продолжились погружения значительных участков платформы и накопление мелководно-морских песчано-глинистых осадков в Ульяновско-Саратовском прогибе и Московской впадине с преобладанием в последней более грубых песчаных пород с глауконитом и фосфоритом.

В моменты наиболее активных погружений раннемеловой эпохи трансгрессии бореального моря охватывали всю восточную часть платформы вплоть до Урала, на что указывают сохранившиеся от размыва среднеюрско-раннемеловые отложения в пределах Сысольской впадины и на отдельных участках Предтима́нья. Снос обло-

мочного материала на протяжении всего киммерийского этапа шел, по всей вероятности, с Балтийского щита и Уральских гор.

На рубеже позднего триаса и средней юры интенсивно прогибавшиеся в течение позднегерцинского этапа впадины Предуральского прогиба испытали поднятие, приобретя современный структурный план. Уральский ороген испытал активные глыбово-блоковые движения, приведшие к надвиганию складчатых сооружений западного склона Урала на восточный борт Предуральского краевого прогиба.

В то же время произошло возрождение древнего Пайхойского антиклинория, а также формирование шовных покровно-блоковых структур гряды Чернова. Благодаря их возникновению обособилась и вошла в состав Пайхойско-Предновоземельского прогиба Коротайхинская впадина, ранее составлявшая с Косью-Роговской впадиной единое целое.

В течение среднего триаса–раннего мела сформировалась наложенная мезозойская Печорская синеклиза. В результате изменился региональный наклон территории с востока к северу в сторону Западно-Арктической платформы, испытывавшей интенсивное погружение.

Этап завершился слабодифференцированными глыбовыми подвижками в позднем мелу, обусловившими формирование очень пологих платформенных структур.

Наиболее активной областью седиментации на киммерийском этапе развития ВЕП была Прикаспийская впадина, через которую соединялись на юго-востоке обширное Бореальное море платформы с морями Тетиса.

Тектоническое развитие этой структуры шло в тесной связи со Скифской плитой, а последней – с альпийским подвижным поясом. В отличие от большей части платформы, испытывавшей воздымания в течение всего триасового периода и ранней юры, отвечавших эмерсивной стадии герцинского этапа, юго-восточная часть Прикаспийской впадины характеризовалась неустойчивыми тектоническими условиями, находящими отражение в неоднократной смене трансгрессивно-регрессивных циклов.

В связи с этим раннекиммерийский подэтап рассматривается как переходный, несущий черты как трансгрессивной, так и эмерсивной стадий развития. Наступившие в позднем триасе кратковременные сжатия, возобновлявшиеся с перерывами в ранне- и среднеюрские эпохи на территории Прикаспийской впадины, сопровождались регрессией бассейна, осушением его территории и образованием обширной аллювиально-озерной равнины, местами заболоченной. В предкелловейский век Прикаспийская впадина ограничивалась с юга поднятиями в области Астраханского свода, а также кряжем Карпинского и Мангышлакско-Устьюртской системой дислокаций, поставлявших обломочный материал, как в нее, так и в Манычский прогиб.

С начавшимися в келловейский век интенсивными погружениями, сопровождавшимися трансгрессиями моря, связано начало позднекиммерийского подэтапа, а с ним формирование новой структурной формы – Прикаспийской синеклизы, образовавшейся на месте одноименной впадины, но распространившейся на значительно более широкой площади, включающей южное крыло Волго-Уральской и восточное – Воронежской (Нижневолжский прогиб) антеклиз.

Широкое распространение открытого моря на территорию Прикаспийской синеклизы шло главным образом с юго-востока, из области Туранской плиты, также испытывавшей в это время активные погружения.

Большая часть Скифской плиты в позднеюрскую эпоху подверглась интенсивным восходящим движениям, способствовавшим обмелению бассейна, созданию лагунно-континентальных условий седиментации с накоплением гипсов и ангидритов, а на значительной его части и полному осушению, главным образом на рубеже с раннемеловой эпохой.

Раннемеловая трансгрессия, начавшаяся в валанжине, была вызвана активизацией области Мезотетиса, откуда море широко распространилось на территорию Прикаспийской синеклизы, испытывавшей в это время активные погружения. Завершилась раннемеловая эпоха, а с ней и киммерийский этап тектонического развития синеклизы общим региональным поднятием ее территории в конце альбского века.

После пенеппенизации герцинских структур фундамента на будущей Скифско-Туранской платформе начинает формироваться осадочный чехол: накапливаются морские терригенные и карбонатные формации среднего и позднего триаса. Наиболее активные растяжения, сопровождавшиеся погружениями, происходили на границе с Донецко-Мангышлакской приразломной зоной (область Манычских прогибов) и на юге в Предкавказье, испытывавшей дифференцированные движения с образованием приразломных прогибов и поднятий. На севере вдоль Украинского щита заложился Ейский прогиб с ответвляющимся от него к югу Березанским прогибом, выполненные терригенными формациями триаса. В области Тимашевской ступени образовалось устойчивое поднятие, разделившее указанные прогибы.

Смена тектонических растяжений сжатием на Скифской платформе в конце позднего триаса выразилась в образовании орогенных формаций с эффузивами в Манычском прогибе и Прикумской системе поднятий, а на Большом Кавказе – в инверсии и горообразовании. С этими движениями связана инверсия грабенообразных прогибов на севере платформы – Ейского и Березанского, представлявших в дальнейшем зоны поднятий.

На киммерийском этапе было заложено и поперечное транскавказское поднятие, проходящее через Центральный Кавказ к Ставропольскому своду и игравшее важную роль в дальнейшей истории региона. Кратковременное сжатие в конце позднего триаса сменилось в юре активными погружениями южного края платформы с образованием перикратонного прогиба.

На Скифско-Туранской платформе в начале юрской эпохи (позднекиммерийского подэтапа) активизировавшиеся процессы растяжения обусловили широкое проникновение моря и накопление терригенных, реже карбонатных, а в прибрежной зоне песчано-глинистых угленосных формаций.

Областью активного осадконакопления в эту эпоху являлась система Манычских прогибов, в которых мощность юрских формаций достигает 1000 м, а поставщиком обломочного материала служил главным образом вал Карпинского. На юге, в зоне перикратонного прогиба вдоль зон разломов активизировались процессы вулканизма.

Восходящие движения, начавшиеся в конце поздней юры, привели к обмелению бассейна на всей территории эпигерцинской платформы, повсеместному пере-рыву в осадконакоплении, выходу его из-под уровня моря в предраннемеловую эпоху и размыву значительной части верхнеюрских отложений.

На западе продолжилось погружение Западно-Кубанского прогиба и Восточно-Кубанской впадины, в которой в связи с проходящей аридизацией климата и отчленением ее от открытого моря сформировался солеродный бассейн с накоплением соленосной и перекрывающей ее терригенной красноцветной формаций кимериджа и титона.

С середины раннемеловой эпохи вновь происходит расширение трансгрессии, в барреме охватившей всю территорию к востоку от Ставропольского свода и достигшей своего максимума в апт-альбский века. Песчано-глинистая формация, обладающая циклическим строением, указывает на колебательный характер тектонических движений времени ее формирования. Последовавшие затем региональные поднятия предпозднемеловой эпохи вызвали значительный размыв отложений верхнего альба.

Западная часть Скифско-Туранской платформы в начале раннемеловой эпохи (как и ее восточная часть) испытывала общее опускание, и в начале неокома трансгрессия моря проникла туда из области Тетиса, но, начиная с валанжина и вплоть до раннего апта, неоднократные поднятия платформы привели к тому, что большая ее часть оказалась выше уровня моря. Лишь на самом юге в зону краевых прогибов проникала морская трансгрессия. Только с позднего апта платформа стала интенсивно погружаться, начиная с южных районов, и в альбе полностью покрылась морем. Начало общей трансгрессии фиксируется базальным горизонтом глауконит-кварцевых песчаников и алевролитов.

Интенсивные погружения апт-альбского века сопровождались оживлением разрывной тектоники и вулканизмом, проявившимся в Армавирской зоне и на целом ряде структур (Ейско-Березанской, Тимашевской и др.).

В сходных тектонических условиях находилась и Туранская плита, на которой апт-альбское море было, однако, более открытым и глубоководным, с нормальной соленостью вод, в котором накапливались глинистые осадки.

Начало позднемеловой эпохи на всей территории Скифской платформы, в отличие от ВЕП, ознаменовалось ее общим поднятием, определившим здесь границу киммерийского и альпийского этапов тектогенеза.

Начавшиеся в туронском веке новые погружения ознаменовали начало нового, альпийского этапа тектонического развития Скифской платформы.

Альпийский этап

На большей части ВЕП интенсивные погружения начались в середине альба - начале сеномана. Предшествовавший им кратковременный перерыв, хорошо выраженный в западных и центральных районах платформы, в юго-восточной ее части не всегда находит свое отражение (Ульяновско-Саратовский прогиб, Прикаспийская впадина) и граница киммерийского и альпийского этапов не имеет четкого выражения.

Морской бассейн во время наиболее активных погружений альпийского этапа (сеноман–турон) распространялся на большую часть платформы, соединяясь с эпиконтинентальными морями Арктической области на севере, морями океана Тетис на юге и морями Центральной (Атлантической) Европы на западе. На фоне в целом унаследованных от предшествующего этапа тектонических движений на части платформы произошли изменения ее структурного плана: прекратили свое существование на западе Стрыйский и Прикарпатский прогибы, причем последний оказался втянутым в погружения новой структуры – Причерноморского прогиба. С альпийским этапом связано и образование ряда крупных инверсионных, приразломных структур и многочисленных локальных поднятий.

Перестройка структурного плана на западе платформы, начавшаяся в среднем альбе, выразилась прежде всего в изменении соотношения площади суши и моря. Так, в периоды максимальной трансгрессии (сеноман–турон) суши оставались Балтийское, Украинское и Добруджское поднятия, а Мазурско-Белорусская антеклиза и Воыно-Подольская моноклираль погружались под уровень моря, образуя зоны мелководья и отмели.

Расширение трансгрессии раннеальпийского моря привело к перекрытию ее осадками не только отложений киммерийского, но и каледонского этапов формирования чехла. На изменения палеотектонического плана рассматриваемой территории в позднемеловую эпоху, связанные с общими погружениями и расширением областей седиментации, указывает также анализ вертикальных и латеральных рядов формаций: преобладающий карбонатный состав формаций (мергельно-меловой и известняковой) начала альпийского этапа и их более широкое распространение на площади по сравнению с терригенными прибрежными формациями.

Наиболее активной областью погружения в начале альпийского этапа являлась область Датско-Польского прогиба, открытая на запад к Польско-Германской синеклизе, где мощность верхнемеловых отложений увеличивается до 2000 м.

В погружения, начавшиеся в альбском веке в Датско-Польском прогибе, оказались втянутыми и прилежащие участки платформы, что способствовало проникновению трансгрессии моря на восток, в ее центральные районы.

Основными областями седиментации в западной части платформы на альпийском этапе ее развития оставались Польско-Литовская и Украинская синеклизы, а также вновь формирующаяся Причерноморская впадина. Польско-Литовская синеклиза, прослеживаемая вдоль Датско-Польского прогиба (до широт Львова) и открытая в сторону последнего, в структурном плане представляла собой моноклираль, наклоненную на запад. В пределах Датско-Польского прогиба в течение позднего мела формировалась инверсионная структура – Средне-Польский вал (Поморско-Куявский), сопряженный с компенсационными впадинами – Мазовецкой и Львовско-Люблинской, в которых накопилось до 1200 м терригенно-карбонатных осадков.

Причерноморская впадина, начало образования которой относится еще к неокому, основное развитие получила в позднеальпийскую тектоническую эпоху. Заложённая на гетерогенном основании (Скифской плиты на юге и ВЕП на севере), она имеет характер наложенной структуры. Однако различия в тектонической активности палеозойского и раннедокембрийского оснований существенно влияли на усло-

вия формирования структуры впадины на протяжении всего альпийского этапа. Формирование впадины проходило в процессе последовательного втягивания в погружения южного склона Украинского щита и наступления трансгрессии моря с юга на север.

Начавшиеся в неокоме растяжения краевых систем Скифской плиты вдоль зоны причерноморско-кубанских шовных грабенов привели к погружению восточной части впадины.

С аптского века в активное растяжение были вовлечены и прилежащие к шовой зоне участки южного склона Украинского щита. Однако погружения последнего имели дифференцированный характер, сопровождались подновлением древних и заложением новых зон разломов, ограничивающих блоки фундамента. Глубинные разломы, часто ортогональной направленности, даже при их небольшой амплитуде играли важную роль в формировании структуры впадины, оказывая влияние на границы областей седиментации, фациальную зональность и изменения мощности накопившихся осадков.

На фоне разномасштабной цикличности строения разреза меловых и палеоген-неогеновых отложений, связанной с трансгрессивно-регрессивными условиями седиментации при неизменно морском режиме бассейна осадконакопления, наиболее существенные изменения отмечены на границе мела и палеогена. На фоне общих воздыманий, в связи с субдукцией альпийской зоны, началось обособление бассейна Причерноморской впадины от морей Тетиса. Это отразилось и на формационном составе отложений, хотя этот процесс, продолжавшийся в течение всего палеоцена и эоцена, окончательно утвердился лишь в олигоцене в преобладающем накоплении терригенных пород.

Украинская синеклиза на альпийском этапе своего развития, наследуя в общих чертах одноименную киммерийскую структуру, распространилась на более широкую площадь. Отделяясь от Причерноморской впадины сушей в области Украинского щита, а от Польско-Литовской синеклизы частично Центрально-Белорусской седловиной, Украинская синеклиза на юго-востоке открывалась в область Скифской плиты и вала Карпинского. Отсутствие мезо-кайнозойских отложений в пределах открытого Донбасса связано с последующими размывами, что подтверждается тектоническим характером границ их распространения. Следует также отметить условность самой границы Украинской синеклизы в современном структурном плане чехла, в частности с Московской впадиной, устанавливаемой лишь по доминирующим мощностям. По характеру изменения мощностей осевая часть синеклизы альпийского этапа, в отличие от киммерийского, была смещена к северо-восточному крылу Припятско-Донецкой палеозойской структуры на юго-западное крыло Воронежской антеклизы и характеризовалась общим наклоном с северо-запада на юго-восток. В этом направлении увеличивается и мощность сохранившихся от размыва соответствующих отложений от 0 до 500 м и более.

Максимум трансгрессии фиксируется в сеноман-туронском веке. С этим временем связано накопление в теплом, открытом относительно глубоководном морском бассейне формации писчего мела и мелоподобных мергелей мощностью до 500 м, за-

мещающейся в северо-восточной прибрежной мелководной его части (присводовые участки Воронежской антеклизы) карбонатно-терригенной формацией.

Последовавшая затем регрессия западного бассейна (коньяк–сантон) и расширяющаяся трансгрессия морей Тетиса обусловили проникновение последних на территорию Украинской синеклизы с юго-востока.

Второе расширение трансгрессии произошло в палеогеновую эпоху с максимумом ее в позднем эоцене. Вновь трансгрессировавшие моря на прогибающиеся области платформы, как с запада, так и юго-востока, соединились в один обширный водоем. При этом наиболее активные погружения имели место в Украинской синеклизе, где мощность морских терригенных, часто с глауконитом, и терригенно-карбонатных формаций превышает 300 м.

Начавшаяся в конце палеогена регрессия моря привела к разобщению бассейнов, их постепенному обмелению и осушению с накоплением континентальных озерно-аллювиальных осадков. Так, если в олигоценовую эпоху при резком сокращении морского бассейна в его центральной части еще накапливалась песчаная кварц-глауконитовая формация, то в олигоцен-миоценовую завершающую стадию раннеальпийского подэтапа, в лагунно-континентальных условиях – песчано-глинистая с участием бурых углей (полтавское время).

В северо-восточной части Украинская синеклиза сочленяется с Ульяновско-Саратовским прогибом, имея сходные черты строения и условия формирования.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения, сохранившиеся в широкой субмеридиональной зоне, соответствующей Ульяновско-Саратовскому прогибу в северной своей части, формировались под влиянием трансгрессий, шедших с запада, тогда как в южной – из морей области Тетиса. Небольшая мощность (до 50 м) отложений альпийского этапа на севере структуры связана со сравнительно малоамплитудными погружениями этой части платформы, а также последующими размывами.

Существенно отличаются условия осадконакопления в южной большей части структуры и в зоне сочленения с Украинской и Прикаспийской синеклизами. Так, в ряде разрезов меловых отложений к югу от зоны жигулевских дислокаций отсутствуют сколько-нибудь четкие перерывы между аптским, альбским и сеноманским ярусами, свидетельствуя в пользу постепенного перехода киммерийского этапа в альпийский.

В целом же в направлении к югу к Скифской плите граница этапов смещается в сторону омоложения и в пределах Прикаспия фиксируется на рубеже ранне- и позднемеловой эпох, а в Предкавказье – сеноманского и туронского веков.

На юге Ульяновско-Саратовского прогиба сеноманская трансгрессия проявилась в накоплении в условиях мелководья песчаной глауконитово-фосфоритовой формации мощностью, местами превышающей 150 м. В туронском и коньякском веках, в условиях теплого климата и расширения морского бассейна с увеличением его глубины до 100–150 м и более, в зонах нижней сублиторали и псевдоабиссали формировались преимущественно карбонатные конколитовые и фораминиферовые илы, превращавшиеся затем в писчий мел – «формацию писчего мела» [Невесская, 1999]. В юго-западной части прогиба в это время накапливались жидкие илы с небольшо-

численной фауной (морские ежи, инацерамы, губки), образующие пачки известняков среди мергельно-меловой формации.

С сантона морской бассейн несколько мелеет и при обилии разнообразной фауны происходит накопление кремнисто-глинистых и кремнисто-песчано-карбонатных осадков. Регрессия бассейна, начавшаяся в конце маастрихта, наиболее четко проявилась в палеогене, особенно в эоцене, общим обмелением бассейна и накоплением глинисто-песчаных осадков. Общее воздымание платформы в конце эоцена привело к значительному размыву ранее накопленных осадков.

В Прикаспийской синеклизе устойчивые погружения на рубеже альбского–сеноманского веков способствовали широкой трансгрессии моря на ее территорию из средиземноморских бассейнов. Фиксируется она, как и в других структурах платформы, песчаной глауконитово-фосфоритовой формацией, накапливавшейся на обширных пространствах мелководного шельфа. В западных и главным образом центральной частях структуры большая роль темно-серых алевритовых глин в составе формации свидетельствует о более глубоководных условиях этих частей бассейна.

Устойчивые морские условия бассейна устанавливаются с туронского века и продолжаются вплоть до маастрихтского. На огромной территории внутриконтинентального бассейна в условиях субаридного климата в теплом, сравнительно неглубоком море с нормальной соленостью вод накапливались преимущественно мергельно-меловые отложения и известняки с богатой морской фауной. Максимальная мощность мергельно-меловой формации в Прикаспийской синеклизе, главным образом западной ее части, достигает 650–700 м [Геол. строение..., 1985]. На фоне стабильного морского режима имели место временные отклонения, что выразилось в частичном обмелении бассейна в сантонском веке и появлении лагунных фаций – глинисто-алевритовых тонких илов, накапливавшихся при некотором дефиците кислорода [Невесская, 1999].

После небольшого перерыва на рубеже меловой и палеогеновой эпох, вызвавшего частичный размыв верхнемеловых отложений, начались новые продолжительные погружения Прикаспийской синеклизы, сопровождавшиеся трансгрессией моря, охватившей палеоценовую и главным образом эоценовую эпохи.

Накопление палеоценовых осадков происходило в теплом умеренно-глубоководном морском бассейне – это глины, местами опоковидные, и опоки, в краевых частях бассейна замещающихся песчаниками. Морской бассейн сохранялся и в эоцене, причем в его южной части он был более глубоководным и в нем накапливались известняково-глинистые и битуминоводные илы. В конце позднего эоцена обозначился кратковременный перерыв в осадконакоплении.

В олигоцен-раннемиоценовое время в связи с орогеническими процессами южная часть Прикаспийской синеклизы испытала интенсивные прогибания и накопление мощной глинисто-алевритовой формации – сравнительно глубоководных осадков майкопской серии. Наиболее полное развитие майкопская серия получила в Западном Прикаспии и на Скифской плите, где отмечаются и ее максимальные мощности.

В центральной части синеклизы преобладало накопление монотонной формации карбонатных глин и глинистых мергелей, достигающей в межкупольных зонах 700 м мощности. В северной и северо-восточной частях синеклизы в это время отла-

гались бескарбонатные глины с прослоями глауконитовых и кварцевых песчаников мощностью не более 100 м.

Прикаспийская синеклиза в позднем миоцене (сарматский век)–раннем плиоцене стала областью осадконакопления лишь на короткое время. Амплитуда прогибания, судя по мощности накопленных осадков в несколько десятков метров, была невелика.

Плиоцен-четвертичное время, характеризовавшееся резким воздыманием южных областей ВЕП, ознаменовалось распадом единого Понто-Каспийского бассейна на самостоятельные, не связанные между собой области, в которых накапливались пестрые в фациальном отношении осадки. В это время структурный план платформы почти полностью соответствует современному. Прогибания позднего плиоцена привели к мощной трансгрессии ачкагыльского века. В ранне-среднечетвертичное время продолжавшиеся опускания Прикаспия способствовали последней широкой трансгрессии (бакинской и раннехазарской) на всю его территорию, после чего начался ее подъем.

На Скифской платформе после общего поднятия территории, в туронском веке, ознаменовавшем здесь начало альпийского этапа, произошло изменение направленности тектонических движений. Начавшиеся погружения сопровождались трансгрессией моря, охватившей огромные пространства Европы и Средиземноморья. На Скифской платформе максимум трансгрессии пришелся на кампан-маастрихтский век, когда в условиях более жаркого, чем в раннем мелу климата, в неглубоком теплом море с нормальной соленостью вод, при постепенном прогибании дна бассейна и его значительной удаленности от источников сноса обломочного материала накапливались глинистые и мергельные осадки.

Северная часть Скифской плиты (Прикумский вал и др.) и вал Карпинского в это время, по сравнению с концом раннемеловой эпохи, оказались более приподнятыми, на что указывают сокращенные мощности и стратиграфические объемы накопившихся осадков. Тенденция к поднятию сохранялась в этих структурах и в палеоценовую эпоху, что подчеркивается активными погружениями сопряженной с ними структуры – Манычского прогиба, в котором мощность накопленных в это время осадков (терригенно-карбонатной формации) превышала 300 м.

На рубеже мела и палеогена имел место небольшой перерыв в осадконакоплении, связанный с общим воздыманием Скифско-Туранской платформы, вслед за которым последовало длительное прогибание и новая трансгрессия моря, отвечающая позднеальпийскому подэтапу.

В Предкавказье образовался единый морской бассейн, просуществовавший в течение всего палеогена. Однако режим и условия осадконакопления в нем периодически менялись. Наметились инверсия некоторых структур (Ставропольский свод и др.). В палеоцене наиболее интенсивные прогибания произошли в центральной, южной частях Ставропольского свода и к западу от него. На юго-западе Ставропольского свода и в Восточно-Кубанской впадине накапливались песчано-глинистые карбонатные и часто окремненные отложения мощностью 600–650 м, а в Азово-Кубанской впадине – 800 м. В раннем и среднем эоцене, на севере Скифской платформы, в условиях расширяющейся трансгрессии происходило накопление глин и мергелей

мощностью до 100 м. При этом наиболее погруженными оставались центральные и южные районы Скифской платформы с мощностью преимущественно песчаных осадков до 300 м.

С предпалеогеновым периодом, отмеченным на платформе кратковременным перерывом в осадконакоплении, связано начавшееся интенсивное воздымание Б. Кавказа и заложение флишевого трога вдоль Ахтырской шовной зоны, отделяющей платформу от Кавказского подвижного пояса. Заполнение этого трога мощной толщей алевроито-песчаных палеоцен-эоценовых осадков происходило за счет сноса обломочного материала с кавказской суши.

В эоцене происходит полное замыкание флишевых прогибов, знаменующее собой завершение миогеосинклинального тектонического режима. В последующий олигоцен-антропогеновый период эта в целом уже жесткая структура испытывает сводово-глыбовое поднятие, сопровождавшееся развитием краевых прогибов Западно-Кубанского и Терско-Каспийского на Скифской плите.

В области современного северного склона Б. Кавказа платформенный режим фиксируется с ранней юры по эоцен включительно. В конце эоцена он сменяется орогенным. Происходит общее воздымание Б. Кавказа и превращение его в современную горную страну. Таким образом, эта южная часть Скифской платформы включается в альпийскую складчатую область, и граница раздела современных платформенной и складчатой областей проводится приблизительно по оси Западно-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов. В результате южная часть Скифской платформы, охваченная альпийскими поднятиями Б. Кавказа, выведена на поверхность и представляет собой краевой массив, входящий в состав кристаллического ядра Центрального Кавказа (зоны Хасаутская и Передового хребта с разделяющей их Бечасынской зоной), наиболее высоко поднятого вдоль Ставропольской поперечной структуры.

Более значительная северная часть Скифской платформы в связи с орогеническими процессами в области Б. Кавказа в олигоцен-миоценовую эпохи испытала активные погружения, приведшие к накоплению мощной глинисто-алевритовой формации – майкопской серии. Наибольшей мощности орогенная формация достигала в краевых прогибах – 1700 м (Терско-Кумский прогиб, Восточно-Маныгский), к северу она сокращается, так же как и стратиграфические объемы слагающих ее подразделений. Четко обозначился Ставропольский свод, где мощность формации сокращена местами до 200–300 м.

В позднеолигоценовый–раннемиоценовый века на всей территории Скифской платформы установилась сходная палеотектоническая и палеогеографическая обстановка – широкий, преимущественно глубоководный морской бассейн, гумидный климат и обилие обломочного материала, поступавшего в бассейн как с кавказской суши, так и со стороны положительных структур ВЕП. Преобладающий состав серии – бескарбонатные глины, местами битуминозные, с пачками алевролитов и песчаников.

Со среднего миоцена на фоне общей тенденции к воздыманию платформы происходит обмеление бассейна. Накапливавшаяся в нем морская известняково-песчано-глинистая формация, залегающая трансгрессивно на майкопской серии, характеризуется пестрым фациальным составом. Последнее связано с неустойчивым соле-

вым режимом вод – от морских с нормальной соленостью к опресненным. Связано это прежде всего с тектоническими движениями альпийского подвижного пояса, вызывавшими неоднократные нарушения связи южнорусских бассейнов Восточного Паратетиса с морскими бассейнами Средиземноморья. Воздымания Ставропольского свода в конце миоцена – начале плиоцена привели к миграции морского бассейна на запад при его значительном сокращении. Лишь вдоль склонов Северного Кавказа (в Предкавказье) в начале плиоцена (понт) проникла кратковременная трансгрессия моря, о чем свидетельствуют известняки-ракушечники этого возраста [Объясн. зап..., 1996а]. С середины понтического века началось воздымание рассматриваемой территории и к концу его море окончательно отступило, а поднятия в области Ставропольского свода привели в плиоцене к полному разделению Понто-Каспия на два самостоятельных бассейна.

Интенсивные прогибания в позднем плиоцене завершились мощной акчагыльской, а затем в эоплейстоцене – апшеронской трансгрессиями. В Предкавказье в это время накапливались лагунно-озерные и континентальные осадки – от галечников до тонких озерных глин.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ

Вопрос о начале формирования осадочного чехла ВЕП и становлении платформенного тектонического режима не имеет однозначного решения из-за отсутствия необходимого фактического материала. Из рассмотренной в книге рифейской истории следует, что в раннем рифее тектонические условия становления Восточно-Европейского кратона (ВЕК) в разных частях его территории существенно отличались.

В своем развитии платформенный тектонический режим прошел две важнейшие стадии – авлакогенную и плитную.

Платформенный тектонический режим, установившийся со среднего рифея после консолидации Восточно-Европейского кратона и начала формирования на нем осадочного чехла, подвергался неоднократным изменениям по направленности и характеру тектонических движений, связанных как с процессами, происходившими в литосфере этого кратона, так и в обрамляющих подвижных поясах, независимо от объясняющей их концепции. Приведенный выше комплект структурно-формационных карт подтверждает большую роль в формировании структурных планов ВЕП обрамляющих подвижных поясов.

Общая направленность эволюции тектонических процессов, наряду с периодичностью (этапностью, стадийностью), эпохами перестроек и тектоно-магматической активизации, находит прямое отражение в закономерной смене парагенезов и типов формаций, их латеральных и вертикальных рядов, а также в характере изменения их мощностей.

На протяжении всего времени формирования осадочного чехла его структурные формы, как и общие границы ВЕП, испытывали периодические изменения. В рифее ВЕП по всему периметру своих границ был окаймлен единым раннебайкальским подвижным поясом, под влиянием которого на некоторых участках по-

границных территорий заложилась новая структура, что привело к сокращению площади ВЕП, хотя в дальнейшем они и причленились к нему, но уже в другом качестве. Наиболее крупные изменения произошли в рифее на северо-восточной окраине кратона, где заложилась Тиманская геосинклиналь. Завершившаяся складчатостью уже в вендский период, вся территория Тимано-Печорского региона обрела рифейский фундамент, отделившись, таким образом, от ВЕП и образовав молодую эпибайкальскую платформу.

Не исключена вероятность присутствия складчатых рифейских образований в юго-восточной части Прикаспийской впадины (Актюбинско-Астраханской), что отмечалось в ряде работ (Н. В. Неволин, О. А. Кондиян, В. П. Кириков), а также в области Датско-Польского прогиба.

С герцинским этапом развития ВЕП связан выход из ее состава территории Скифской плиты, включая Донбасс и вал Карпинского. Сократилась граница ВЕП и на востоке за счет уральских надвигов на 50–100 км [Симоненко, Толстихина, 1963].

Основные события, связанные с перестройками структурных планов, происходили в эпохи общетектонических циклов в обрамляющих подвижных поясах, отставая от них на эпоху – век. При этом разные условия развития этих поясов в разные этапы оказывали и разное влияние на прилежащие участки платформы.

К началу плитного этапа произошли существенные изменения платформенного тектонического режима, совпавшие по времени с завершением байкальского орогенеза и образованием складчатых систем в обрамляющих подвижных поясах. На смену активной разломной тектонике, сопровождавшейся блоковыми подвижками фундамента, образованием авлакогенов и грабенообразных структур и завершившейся в раннем венде трапповым магматизмом, пришли движения типично платформенные – эпейрогенические слабодифференцированные отрицательного знака.

Начавшиеся медленные эпейрогенические погружения платформы и рост орогенных зон подвижных поясов сопровождались широкой трансгрессией моря с образованием тонкообломочных, выдержанных на площади исключительно терригенных формаций, характерных для данного этапа. В отличие от предшествующего этапа обломочный материал поступал в бассейн ВЕП с окружающих разрушающихся рифеид (Тимана, Сев. и Среднего Урала, Добруджи), а также Сарматского и Волго-Камского щитов. Осадочный и вулканогенный материал формировал аллохтонные молассы в нечетко выраженных краевых прогибах – Притиманском, Приуральском, Придобруджском [Беккер, 1970].

Крупнейшей отрицательной структурой этого времени явилась единая Мезенско-Московская синеклиза, сформировавшаяся над Средне-Русской системой авлакогенов, а также интенсивно прогибавшаяся Днепровско-Прутская окраина платформы, непосредственно прилежащая к миогеосинклинальной зоне Добруджи.

Важнейшей особенностью каледонского этапа явилось активное погружение смежных Западно-Европейского и Скандинавского подвижных поясов. Последние в это время были наиболее тектонически активными из обрамляющих платформу подвижных поясов. Особенно важная роль принадлежит краевой Рюген-Поморской миогеосинклинальной зоны. В прогибания ее были втянуты прилежащие части

платформы, представлявшие собой континентальный шельф пассивной окраины континента, на котором сформировалась Балтийско-Приднестровская зона перикратонных погружений.

С влиянием Западно-Европейского и Скандинавского подвижных каледонских поясов связано образование Ярославско-Балтийской синеклизы. По всей вероятности, границы этого бассейна были в раннем палеозое значительно шире и захватывали большую часть Балтийского щита и севера Русской плиты. На это указывают многочисленные находки обломков фаунистических доказанных нижнепалеозойских пород на Балтийском щите и даже встреченные в скважинах ненарушенные блоки ордовикских и силурийских отложений (Зимний берег) (рис. 32).

Отсутствие нижнепалеозойских отложений на большей части Приуралья может быть связано с тем, что Уральские рифтогенные структуры не оказывали активного влияния на прилежащие участки плиты. Регрессия каледонского бассейна раннего девона на ВЕП совпала с ослаблением общей тектонической активности всех обрамляющих ее подвижных поясов, включая и Британо-Скандинавскую область.

Тектонические этапы фанерозоя отражают большую дифференцированность структурных планов и разнообразие структурных форм по сравнению с предшествующими этапами, а также характеризуются более широким спектром осадочных и вулканогенных формаций. В наибольшей степени это относится к герцинскому этапу.

Раннегерцинский этап явился наиболее значимым во всей истории формирования чехла ВЕП. С этим этапом связано образование большинства тектонических элементов платформы, находящих свое отражение в ее современном структурном плане. Перерыв, предшествовавший началу погружения и осадконакопления, охватывает промежуток времени от нескольких до 15–20 млн лет и отражает время максимальной тектонической активности.

Последнее нашло свое выражение практически в полной перестройке структурного плана и переориентации векторов геодинамического воздействия.

Если в каледонский этап важнейшую роль в формировании структурного плана платформенного чехла играли подвижные области, прилежащие к границам платформы с запада и северо-запада, то в раннегерцинский этап эту роль взяли на себя подвижные области восточного (Урал) и южного (Кавказ) обрамления ВЕП.

В результате эпейрогенических движений отрицательного знака под водами трансгрессировавшего морского бассейна оказались не только существовавшие ранее отрицательные, но и все положительные структуры ВЕП, за исключением Балтийского и южной части Сарматского щитов. Трансгрессия, начавшаяся на большей части платформы в позднем эмсе, и последовавшая в конце девона регрессия завершились в ранневизейское время осушением практически всей территории платформы.

Широкое площадное распространение и большие мощности накопленных формаций свидетельствуют о длительных и относительно быстрых погружениях обширных территорий платформы (рис. 45). Для средней и особенно позднедевонской эпохи имели место максимальные скорости осадконакопления, достигавшие 70 м/млн лет.

Следует отметить, что скорости осадконакопления, как и размеры площадей морских бассейнов ВЕП, в раннегерцинский этап, в отличие от каледонских, почти в два раза превышали эти показатели на Сибирской и Северо-Американской платформах.

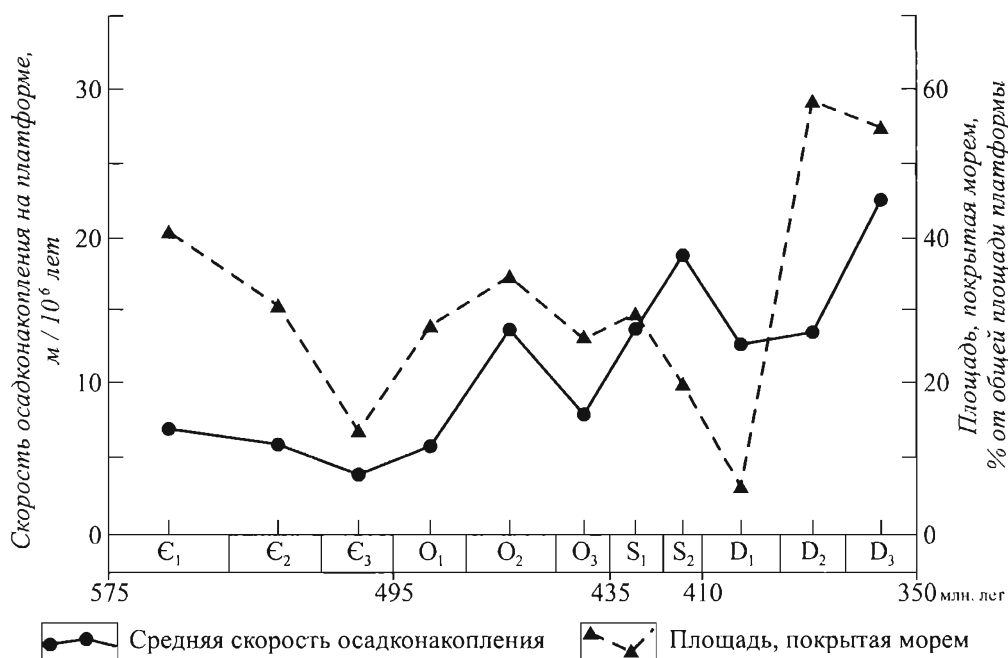


Рис. 45. Графики изменения во времени площадей, покрытых морем, и средних скоростей осадконакопления на Восточно-Европейской платформе в каледонский и раннегерцинский этапы ее развития (по К.Б. Сеславинскому, 1985, с упрощениями и дополнениями)

О сложных палеотектонических и палеогеографических (в том числе климатических) условиях бассейнов седиментации свидетельствует многообразие типов формаций, часть из которых (соленосные, угленосные) впервые появляются в разрезе осадочного чехла ВЕП.

Накопление мощных терригенных, терригенно-карбонатных и соленосных формаций в Припятско-Доно-Мангышлакской рифтовой системе, образовавшейся в раннегерцинский этап, проходило в условиях интенсивного погружения дна бассейна, скорости которого, по данным В. С. Конищева, составили для позднефранского времени 175–433, а фаменского 784–1293 м/млн лет [Конищев, 1998].

О большой тектонической активности раннегерцинского этапа и разрывной тектоники свидетельствует, в частности, магматизм, проявленный в разной форме в разных частях платформы. Наиболее активный многообразный и разнофациальный магматизм установлен в Припятско-Доно-Мангышлакской рифтовой системе. Магматические породы представлены щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидной формациями франского возраста со спектром эффузивов от базальтов до кварцевых порфиров фаменского возраста, наличием щелочных пород (нефелинитов, авгититов и др.) и др. Присутствие основных эффузивов установлено и в зонах глубинных разломов, ограничивающих авлакогены (Солигаличский, Кировско-Кажимский).

На севере Кольского п-ова и Зимнем берегу выделяются зоны тектоно-магматической активизации, с которыми связан, в частности, и кимберлитовый магматизм.

К числу характерных особенностей этапа, обуславливающих интенсивную разломную тектонику, относится преобладание процессов растяжения литосферы над ее сжатием как в пределах самой платформы, так и обрамляющих ее подвижных поясах, чем объясняется и отсутствие краевых прогибов.

С раннегерцинским этапом связано образование ряда новых структур – Волго-Уральской и Воронежской синеклиз, Припятско-Донско-Мангышлакской рифтовой системы и Нижневолжского прогиба.

С процессами регионального сжатия в конце раннего визе связано и начало образования структурных форм разного порядка, в частности локальных в пределах Волго-Уральской антеклизы. Прикаспийской впадины и ее обрамления, а также Припятско-Донецкого рифта. К началу раннекаменноугольной эпохи сформировался основной структурный план солянокупольных форм – куполов, соляных гряд и разделяющих их мульд и депрессий.

Позднегерцинский этап, завершающий палеозойскую историю формирования платформенного чехла, по условиям тектонического режима представлен двумя циклами, из которых с ранним (поздневизейско-раннеартинским) связано преимущественно морское осадконакопление, главным образом в восточном секторе платформы (начальная стадия), обусловленное вертикальными тектоническими движениями, а с поздним (позднеартинским–раннетриасовым) – тектонические движения горизонтального характера, связанные с влиянием обрамляющих подвижных поясов (финальная стадия). Унаследованно развивалась Прикаспийская впадина.

С позднегерцинским этапом связано формирование Волго-Камской моноклизы, охватившей территорию разновозрастных структур предшествующих этапов, – Московской, Мезенской синеклиз, Волго-Уральской антеклизы. На востоке она переходит в Предуральский краевой прогиб.

На юге в пострифтовый период произошло образование надрифтовых впадин – Припятской и Днепровско-Донецкой, широко распространившихся на прилегающие участки Украинского и Воронежского массивов.

Начавшиеся в конце карбона в артинский век сжатие и инверсия Донско-Мангышлакской части рифта завершились складчатостью Донбасса и вала Карпинского. На Скифской плите в это же время произошли те же процессы, но с большей интенсивностью. При этом основная складчатость завершилась уже в ранней перми, а отложения триаса, а местами и верхней перми, формировались в стадию орогенеза на ограниченной площади, подвергаясь активному сжатию, сопровождавшемуся магматизмом.

На западной границе платформы погружения, унаследованные от предшествовавшего этапа, продолжались лишь в раннем и начале среднего карбона. Последовавшие затем сжатия привели к образованию зон линейной складчатости в краевых частях Львовского и Придобруджского прогибов, прилежащих к подвижной зоне.

Трансгрессия пермского моря на территорию северо-западной части ВЕП на две-три эпохи опередила ее начало в других краевых системах платформы. Большая,

центральная часть ВЕП находилась в это время в стадии регрессии и эмерсии позднегерцинского этапа. Таким образом, очевидно несовпадение знака и характера тектонических движений в западной и восточной частях ВЕП, сопряженное с асинхронностью тектонических процессов, сменой тектонических режимов и их стадий в обрамляющих платформу подвижных поясах. Когда восточные районы ВЕП испытывали сжатие под влиянием Уральского позднегерцинского орогенеза, на западе начались активные погружения, включающие Польско-Литовскую синеклизу Польско-Германского и Североморского бассейнов, оказавшихся в перми и триасе в зоне интенсивных растяжений завершения позднегерцинского и начала киммерийского тектонического цикла. Подобная асинхронность формирования платформенных структур устанавливается на всех этапах фанерозоя. С позднегерцинским этапом связаны коренные изменения и на Баренцево-Карской окраине Евразии, где на смену карбонатному осадконакоплению пришло терригенное с образованием верхнепермско-триасового комплекса пород мощностью до 10–11 км в Восточно-Баренцевской впадине [Шипилов и др., 2003].

Что касается формационного многообразия чехла позднегерцинского этапа, то оно не уступает раннегерцинскому. Разница лишь в том, что в позднем палеозое более значительную роль играют формации регрессивной стадии этапа – соленосные раннепермские, терригенные красноцветные континентальные позднепермские-раннетриасовые. Вместе с тем, в чехле позднегерцинского этапа ВЕП практически отсутствуют магматические формации, хотя в зонах активизации Балтийского щита (Хибино-Контозерская зона, грабен Осло и др.), а также в пределах молодых плит (Скифской) они широко представлены. Позднегерцинский этап характеризуется и довольно слабой разломной тектоникой – преобладали пликативные движения над дизъюнктивными.

Процессы осадконакопления в начальные стадии позднегерцинского этапа проходили в условиях влажного тропического климата, существовавшего на платформе до конца верейского времени, после чего произошла его аридизация с максимумом в перми–триасе. Охватила она всю территорию востока Русской плиты, включая Волго-Камскую моноклизу, а также Печорскую синеклизу на севере и Прикаспийскую впадину на юге. Изменения климатических условий сопровождалась общей регрессией бассейна, начавшейся в разных частях его в разное время: в асельский век в центральных районах платформы, на востоке (в Днепровско-Донецком и Донбассе) в позднеартинский век.

Подсчеты скоростей погружения в позднегерцинский этап различных частей ВЕП свидетельствуют об их снижении по сравнению с раннегерцинским этапом. Максимум приходится на среднекаменноугольную эпоху и составляет от 5 до 16 м/млн лет [Даценко, 2000].

Наиболее активные тектонические движения имели место в пострифтовой структуре – ДДв. Скорость осадконакопления в карбоне составила в ней в среднем 60 м/млн лет, что почти в 5–7 раз ниже скорости погружения девонского рифта.

Следует отметить, что как по объему накопленных в ранне- и позднегерцинские этапы осадков, так и по их разнообразию и скорости осадконакопления эти этапы

являются уникальными в общей истории формирования чехла. Они в наибольшей степени отражают его современный структурный план и с ним связано подавляющее большинство установленных на ВЕП полезных ископаемых, имеющих федеральное значение [Кириков и др., 1992; Кириков, Старицкий, 1998].

Киммерийский этап и предшествовавший его началу перерыв в осадконакоплении продолжительностью до 50 млн лет на большей части ВЕП совпал по времени с крупномасштабной глобальной перестройкой, сопровождавшейся образованием суперконтинента, Пангея-II [Хаин, 1977]. Изменения характера и вектора тектонических движений в очередной раз изменили структурный план Русской плиты, получившей южную и юго-западную экспозицию в связи с преобладающим влиянием на нее киммерийских, а затем и альпийских подвижных поясов. Формировавшиеся на этих этапах структуры носили, как правило, наложенный характер, не имея четкой связи как со структурными формами поверхности фундамента, так и осадочного чехла. Однако это положение касается общей закономерности и не исключает определенной унаследованности отдельных структурных элементов от ранее образованных структурных форм (например, юрские Стрыйский и Придубруджский прогибы). С рассматриваемым этапом связано формирование Украинской, Ульяновско-Саратовской, Польско-Литовской, Прикаспийской синеклиз, а также различных структурных форм Скифской плиты и вала Карпинского.

Следует отметить, что большинство этих структур формировалось в условиях слабодифференцированных малоамплитудных движений, что нашло отражение в небольшой мощности осадков, не превышающих сотни или первые сотни метров. Современные границы распространения мезо-кайнозойских отложений отвечают наиболее погруженным участкам морских бассейнов, занимавших в свое время большую часть Русской плиты и сохранившихся от последующих размывов, имевших место в предкелловейское, раннемеловое, предпозднемеловое, предсреднеэоценовое и четвертичное время.

Формирование осадочных бассейнов в пределах Русской плиты в полной мере зависело от трансгрессий, проникающих на ее территорию из Бореального и Тетического морей. Так, если в киммерийский этап трансгрессия морских бассейнов из моря Тетис проникала на Русскую плиту главным образом в средней юре, то в пределы молодых плит (Польско-Германской, Печорской и Скифской), а также в Прикаспийскую впадину еще в триасе.

В киммерийский этап накапливались преимущественно терригенные и терригенно-карбонатные осадки в мелководных бассейнах глубиной 50–100 м в условиях преимущественно теплого, временами влажного, субтропического (юра) климата.

Альпийский этап, начавшийся с альб-сеноманской трансгрессии, ознаменовался более активными погружениями по сравнению с предшествующим этапом. Основными областями седиментации оставались Польско-Литовская и Украинская синеклизы на западе, Ульяновско-Саратовская и Прикаспийская синеклизы на востоке. Прекратили свое существование Стрыйский и Придубруджский юрские прогибы, и в то же время началось формирование Причерноморской впадины, а позднее, в неогене, Предкарпатского краевого прогиба.

Расширение морского бассейна в поздне меловую эпоху сопровождалось увеличением его глубины (до 100–150 м) и усилением роли карбоната накопления. В периоды максимальной трансгрессии (сеноман–турон) произошло соединение бассейнов Западно-Европейского (Балтийского) и Борельного. Наиболее активные погружения происходили вдоль западной границы ВЕП – в Датско-Польском прогибе, открытом на запад к Польско-Германской синеклизе.

На Скифской плите, в ее южных районах, максимум трансгрессии пришелся на кампан-маастрихтский век. В палеогене морской бассейн сместился в южную часть Русской плиты, где он соединился с краевыми Тетическими морями. Палеогеновое море, располагавшееся не только в пределах Украинской синеклизы, но и Украинского щита, Донбасса, вала Карпинского и Скифской плиты, на юге и западе соединялось с альпийскими морями Кавказа, Крыма и Карпат. В олигоцене в результате орогенных движений в альпийском поясе море области Тетис превратилось во внутриконтинентальное – Паратетис, а бассейн Крымско-Кавказской области (Восточный Паратетис) в конце олигоцена стал полузамкнутым [Попов и др., 1993].

В позднеолигоцен-раннемиоценовую эпоху на Скифской плите существовал сравнительно глубоководный бассейн, в котором накапливалась морская флишеподобная формация (ранняя моласса) – майкопская серия, распространившаяся далеко на север, в южные районы Русской плиты. Общее воздымание Кавказа, сопровождавшееся образованием поздней молассы, а также Ставропольского свода в палеоген-миоценовый век привело к окончательному отступлению моря с территории Предкавказья.

Несмотря на почти полное отсутствие магматизма и наличие крупных региональных структур, обязанных возникновением разломной тектоники, с альпийским этапом связано образование многочисленных приразломных структурных форм, подновление движений по древним шовным зонам, создающих инверсионные, надвиговые структуры, флексуры, валы и пр. (Вятский, Жигулевский, Средне-Польский валы и др.).

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Палеогидрогеологические условия (строение гидрогеологических палеоструктур, палеогидрогеохимическая зональность, палеогидрогеодинамический режим, распределение в разрезе и площади палеоструктур рудообразующих палеогидрогеологических систем и т.п.) существенно менялись в процессе геологического развития региона. В основу принятой методики регионального палеогидрогеологического анализа положены работы Е. А. Баскова [1976, 1998].

При современной геологической изученности региона достаточно достоверный палеогидрогеологический анализ в нем с построением палеогидрогеологических схем возможен, лишь начиная с позднего венда. Ниже палеогидрогеологическая характеристика региона иллюстрируется серией палеогидрогеологических схем (рис. 46), составленных на конец V_2 , E_1 , O_1 , D_1 , D_3 fm, C_1v_2 , P_1k , J_3 , K_2 , N_2^2 , Q_1 [Региональный палеогидрогеологический ..., 2001].

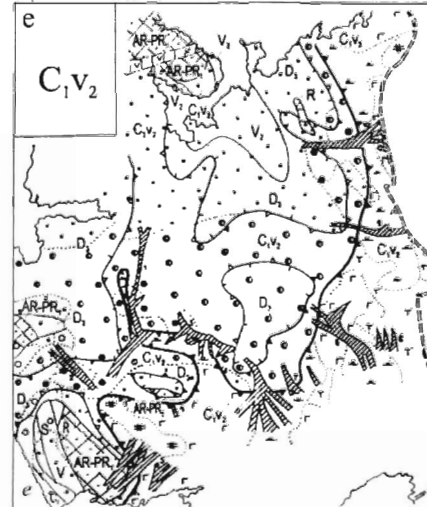
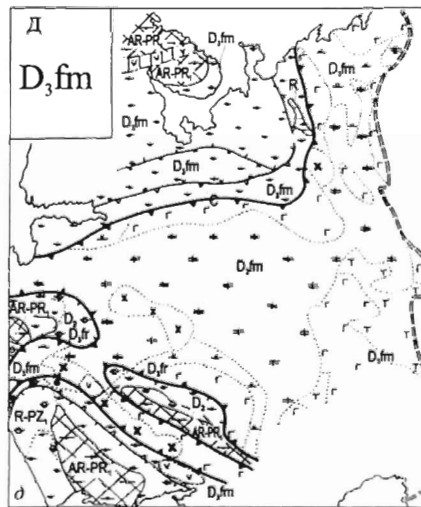
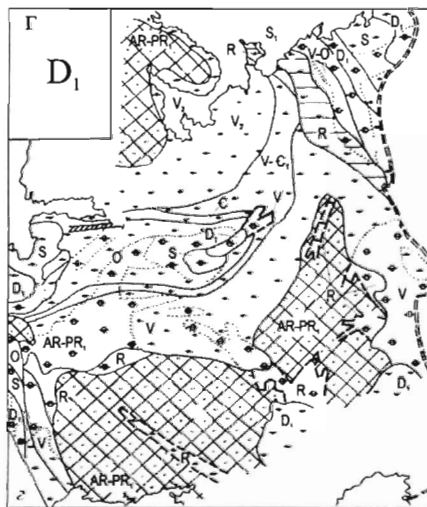
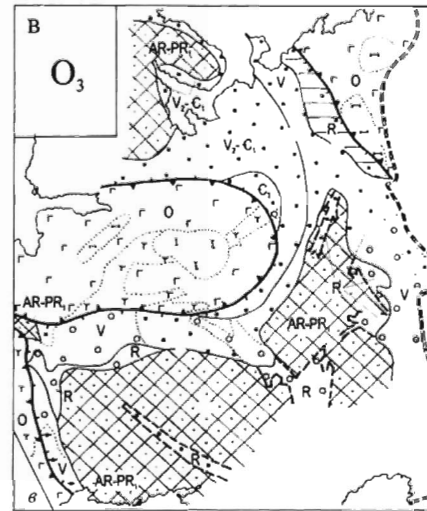
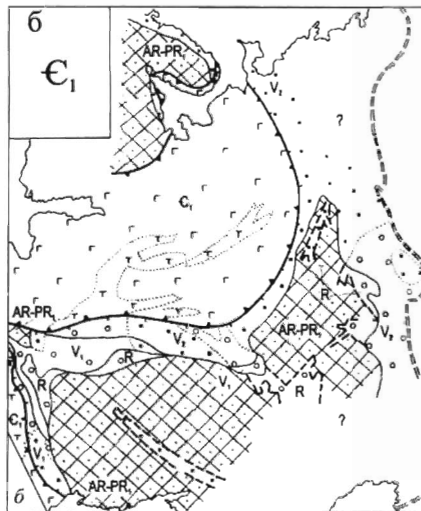
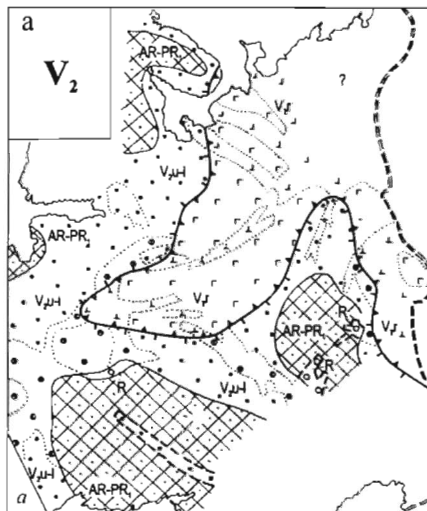
На этих картах показаны:

палеогеологическая основа – районы распространения на палеоповерхности зем-
ли геологических образований разного возраста для характеризуемого времени;

основные типы гидрогеологических структур (артезианские бассейны, гидро-
геологические массивы и др.), различающиеся характером скоплений (залеганий)
капельно-жидких подземных вод в горных породах;

гидрогеохимические пояса – районы с одинаковым строением гидрогеохимичес-
кой зональности (по величине минерализации подземных вод). В пределах типов
гидрогеохимических поясов (знаки 5–33) существует одинаковая последовательность
смены (сверху вниз) в вертикальном разрезе зон: пресных вод (зона А₁ – до 1 г/кг),
соленых вод (зона Б – до 35 г/кг), рассольных вод (рассолов) (зона В – более 35, до
350–420 г/кг), пестрых вод (зона Г – от 0,5 – 1 до 70–200 г/кг). Гидрогеохимические
пояса (знаки 5–33) обозначаются аббревиатурой, состоящей из индексов (А, Б, В, Г)
гидрохимических зон, находящихся в разрезе характеризуемого пояса в последова-
тельности сверху вниз в соответствии с написанием аббревиатуры (слева направо).
Цифры, расположенные справа у индексов зон, обозначают предельную величину
минерализации вод в этой зоне. Например, в гидрогеохимическом поясе, обозначен-
ном аббревиатурой А_{0,5} Б₃₅ В₇₀ (знак 8 условных обозначений, рис. 46), в верхней
части развиты пресные воды до 0,5 г/кг (А_{0,5}), под ними залегают соленые воды до
35 г/кг (Б₃₅) и глубже рассолы до 70 г/кг (В₇₀). В артезианских бассейнах гидрогеохи-
мическая зональность картируется до поверхности кристаллического фундамента,
в гидрогеологических массивах (выходах на поверхность кристаллического фунда-
мента) до глубин 500–1000 м от базиса дренирования;

*районы с проявлениями разных типов рудообразующих палеогидрогеологичес-
ких систем* в разных частях разреза структур – по этому признаку выделяется 8
категорий районов (рис. 46, условные знаки 34–41). Рудообразующие палеогидрогео-
логические системы – это отдельные блоки (части) гидрогеологических структур
(артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и др.), в пределах которых
осуществлялись достаточно устойчивые и автономные процессы водной миграции
рудных элементов, сопровождающиеся их накоплением и переносом в подземных
водах с последующим отложением на различных физико-химических барьерах. Ру-
дообразующие палеогидрогеологические системы довольно разнообразны [Пе-
рельман, 1968; Басков, 1976; Региональный палеогидрогеологический..., 2001; и др.].
Они могут быть разделены на четыре основные группы: 1) субазральные атмосфер-
ного питания (инфильтрационные окислительные в зоне гипергенеза и др.); 2) субак-
вальные морского питания (рециркуляционные окислительно-восстановительные
придонно-иловые в зоне синдиагенеза и др.); 3) элизионные (эксфильтрационные) в
зоне катагенеза, восстановительные; 4) рециклингово-гидротермальные, преимуще-
ственно восстановительные (субазральные и субаквальные) [Региональный палео-
гидрогеологический..., 2001]. В областях суши рудообразующие системы 1-й груп-
пы (субазральные атмосферного питания в зоне гипергенеза и др.), а также частич-
но 4-й группы (рециклингово-гидротермальные субазральные атмосферного питания)
располагаются в пределах верхнего гидрогеодинамического этажа, охватывающего
верхнюю часть разреза до уровней базиса эрозии. В верхнем этаже распространены



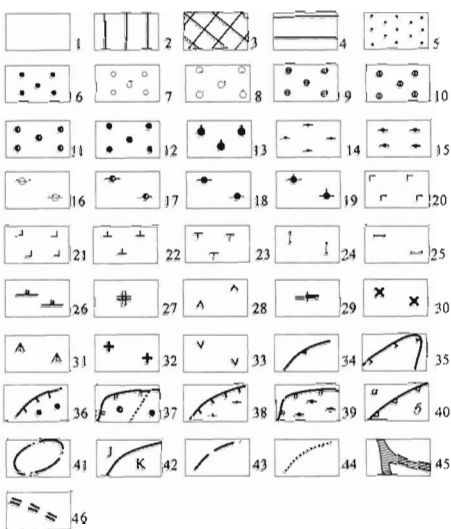
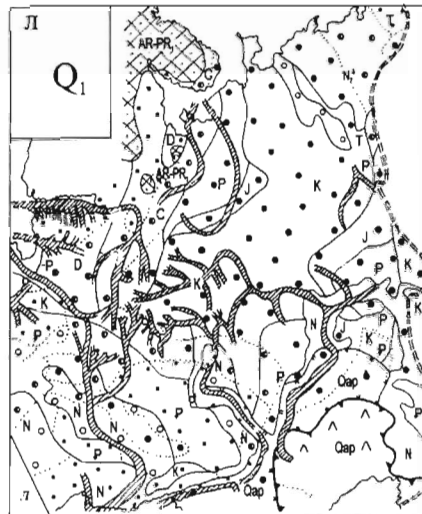
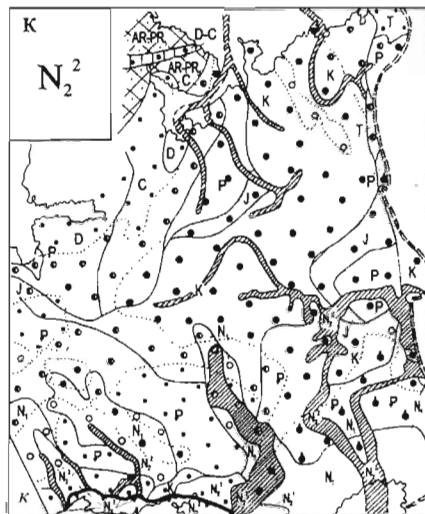
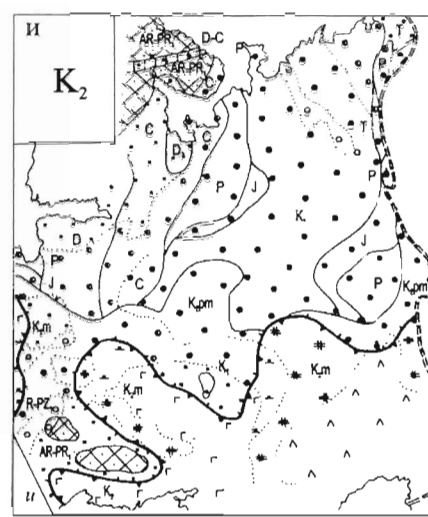
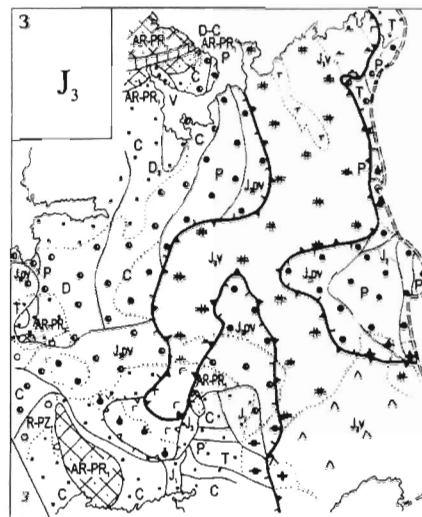
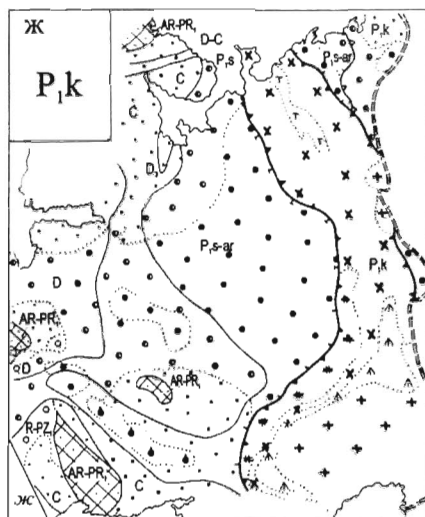


Рис. 46. Палеогидрогеохимические схемы Восточно-Европейской платформы на конец позднего венда (а), раннего кембрия (б), ордовика (в), раннего (з), позднего (д) девона, визейского (е), кунгурского (ж), волжского (з), маастрихтского (и) веков, среднего плиоцена (к) и апшеронского времени (л) (сост. Е. А. Басков, М. А. Чуйко (1999) [Региональный палеогидрогеологический..., 2001])

1–4 – основные типы гидрогеологических структур: 1 – артезианские бассейны; 2 – вулканогенные бассейны; 3 – гидрогеологические массивы; 4 – гидрогеологические складчатые области (система адартезианских бассейнов, адмассивов и др.); 5–33 – гидрогеохимические пояса: 5–13 – гидрогеохимические пояса в областях суши с гумидным климатом на конец характеризуемого времени (5 – A_1 , 6 – AB_{35} , 7 – $AB_{35}B_{3-10}B_{35}$, 8 – $AB_{35}B_{70}$, 9 – $AB_{35}B_3B_{70}$, 10 – $AB_{35}B_{10}B_{70}$, 11 – $ABV_{140-200}$, 12 – $AB_{35}B_{270}$, 13 – $AB_{35}B_{350}$), 14–19 – гидрогеохимические пояса в областях суши с аридным (и переменновлажным) климатом с развитием процессов континентального засоления (14 – GA_1 , 15 – $1B_{35}$, 16 – $ГБ_{35}B_{70}$, 17 – $ГБ_{35}B_{140}$, 18 – $ГБ_{35}B_{270}$, 19 – $ГБ_{35}B_{350}$); 20–32 – гидрогеохимические пояса в областях моря (20 – B_{35} , 21 – $B_{35}B_{10}B_{35}$, 22 – $B_{35}B_{10}B_{70}$, 23 – $B_{35}B_{70}$, 24 – $B_{140}B_{35}B_{70}$, 25 – $B_{140}B_{35}$, 26 – $B_{35}B_{140-200}$, 27 – $B_{35}B_{270}$, 28 – $B_{35}B_{350}$, 29 – $B_{140-200}$, 30 – $B_{140-270}$, 31 – B_{270} , 32 – $B_{270}B_{350}$); 33 – пояса (районы) с наличием гидрогеохимических аномалий – очагов разгрузки гидротерм, связанных с процессами магматизма; 34–41 – границы категорий районов I–VIII с проявлениями разных типов основных рудообразующих палеогидрогеологических систем: 34 – районов первой категории: в верхних частях разреза – рециркуляционные придонно-иловые (седиментационно-диагенетические), в нижних – элизионные, 35 – второй категории: то же, с наложением испарительных процессов и гравитационно-струйной миграции рассолов, 36 – третьей категории: в верхних частях разреза – инфильтрогенные окислительные в зоне гипергенеза в условиях гумидного климата, в нижних – элизионные; 37 – четвертой категории: то же, с развитием в верхней части разреза экзодиагенетических процессов, 38 – пятой категории: в верхних частях разреза – инфильтрогенные окислительные в зоне гипергенеза в условиях засушливого климата, в нижних – элизионные. 39 – шестой категории: то же, с развитием в верхней части разреза экзодиагенетических процессов, 40 – седьмой категории: в верхних частях разреза – чередование во времени инфильтрогенных окислительных атмосферного питания, включая экзодиагенетические (а), и рециркуляционных придонно-иловых, седиментационно-диагенетических (б), в нижних – элизионные (территории прибрежных равнин, периодически заливавшихся морем); 41 – восьмой категории: с развитием рециркуляционных (рециклинговых) гидротермальных во взаимосвязи с магматизмом (в гидрогеологических массивах в основном функционируют инфильтрогенные окислительные рудообразующие системы в зоне гипергенеза); 42 – границы стратиграфических подразделений и их возраст (стратиграфическое значение имеют в первую очередь границы 34–40); 43 – разломы; 44 – границы гидрогеохимических поясов; 45 – долины палеорек и их номера; 46 – восточная граница района исследований

инфильтрогенные воды атмосферного питания, участвующие в современном климатическом круговороте природных вод Земли. Остальные рудообразующие системы (элизионные и др.) располагаются в нижнем гидрогеодинамическом этаже (на суше ниже поверхности регионального базиса эрозии), воды которого не участвуют в современном климатическом кругообороте [Басков, 1998].

На приведенных палеогидрогеологических схемах (рис. 46) синтезирован обширный и разносторонний материал по палеогидрогеологическим условиям (структурно-палеогидрогеологическому районированию, палеогидрогеохимической зональности, рудообразующим палеогидрогеологическим системам и др.) для основных этапов (принятых в настоящем томе) развития платформенных областей Восточной Европы, начиная с позднего венда до эоплейстоцена. Эти палеогидрогеологические схемы являются главным содержанием настоящего раздела, в текстовой части раздела приведены лишь некоторые пояснения к этим схемам и отдельные выводы.

Рифей-ранневендская эпоха

Готский этап (R_1)

В раннем рифее в западной части ВЕП на фоне развития систем крупных сводовых поднятий, в эпицентрах которых формировались массивы гранитов рапакиви, происходило образование грабенообразных прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными комплексами [Аксенов, 1998б]. Гидрогеологические условия здесь были, вероятно, сходными с наблюдаемыми ныне в подобных структурах (широкое развитие гидротермальных конвекционных систем, взаимосвязанных с активной магматической деятельностью и т.п.). Центральная часть платформы в раннем рифее представляла собой устойчивую область суши с преобладанием процессов денудации. В гидрогеологическом отношении на этой территории были развиты в основном системы бассейнов пресных трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания.

Раннебайкальский этап (R_2-V_1)

В среднем и позднем рифее палеогидрогеологический режим на ВЕП определялся в основном формированием артезианских бассейнов в развивавшихся авлакогенах (Крестцовском, Солигаличском, Московском, Пачелмском, Сергиево-Абдулинском и др.) и перикратонных прогибах (Камско-Бельском и Лешуконско-Сафоновском).

Формирование осадочного чехла в них сопровождалось местами проявлениями основного магматизма. Учитывая, что климат в среднем рифее был жарким, перемененно влажным, а в позднем рифее холодным, подземные воды, захоронявшиеся здесь с осадками, были довольно пестрые по минерализации и составу (от пресных гидрокарбонатных до хлоридных рассолов до 100 г/кг и более). Среди них преобладали, вероятно, как и в областях современного континентального засоления, соленые воды смешанного состава (гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и т.п.) с минерализацией от 1–3 до 10–30 г/л. Элизионный гидрогеодинамический режим артезианских бассейнов в авлакогенах при проявлениях магматизма осложнялся гидротермальными процессами (резко возрастала температура захороненных с осадками подземных вод, возникали гидротермальные рециклинговые рудообразующие системы).

В перикратонных прогибах восточной части платформы существовали устойчивые морские бассейны, в которых накапливались преимущественно терригенные (реже карбонатные) толщи мощностью до 3000–3500 м. В возникших здесь артезианских бассейнах содержалось огромное количество подземных седиментогенных хлоридных, соленых вод и рассолов до 35–70 г/л. Осадконакопление местами сопровождалось в верхнем рифее вулканоплутонической деятельностью с образованием гидротермальных систем.

В начале раннего венда ВЕП подверглась мощному материковому оледенению, занимавшего центр и северо-восточные районы Русской плиты и Балтийский щит [Чумаков, 1974, 1978]. Средняя мощность ледяного покрова составляла 2–2,5 км. В гидрогеологическом отношении ВЕП в то время напоминала, вероятно, современную Антарктиду, под ледяным покровом которой установлено наличие обширных подземных озер и выявлена интенсивная разгрузка подледниковых вод в краевых зонах ледника. Таяние ледникового покрова сопровождалось образованием различных типов ледниковых отложений (моренных, флювиогляциальных, озерно-ледниковых и др.), мощность которых в перигляциальных зонах достигала 200–500 м и более. Очевидно, что подземные воды этих отложений обладали в то время низкой минерализацией (до 0,3–0,5 г/л), а в их составе преобладали гидрокарбонаты кальция. После лапландского оледенения происходит резкое потепление климата, сопровождающееся сводовым воздыманием территории и интенсивными проявлениями траппового вулканизма в юго-западной части платформы.

Поздневендско-фанерозойская эпоха

Позднебайкальский этап (V₂)

В этот этап обширные районы центральной части платформы и ее краевые зоны были покрыты морскими бассейнами, в которых накапливались преимущественно песчано-глинистые осадки. Здесь формировались артезианские структуры с солеными хлоридными водами морского питания (рис. 46, а). Имеющиеся в литературе [Гецен и др., 1987] представления о существовании в конце позднего венда (решминское время) в Мезенской синеклизе седиментационных бассейнов с высокой (вплоть до садки каменной соли) соленостью не могут считаться доказанными. Наличие местами в песчано-глинистых породах решминской свиты галитового цемента обусловлено, вероятнее всего, эпигенетическими процессами и, в частности, миграцией высококонцентрированных рассолов из вышележащих эвапоритовых формаций девонского и (или) пермского возраста.

Следует также отметить, что верхневендские отложения на ВЕП были распространены значительно шире по сравнению с их современным наличием. Они, по-видимому, почти полностью перекрывали Воронежскую антеклизу и Украинский щит, Татарский и Токмовский своды Волго-Уральской антеклизы, значительную часть Балтийского щита, т. е. в позднем венде Русская платформа представляла собой в основном систему субаквальных артезианских бассейнов.

Каледонский этап (C–D₁)

Наиболее крупной областью морского осадконакопления в этот этап на ВЕП явилась Ярославско-Балтийская синеклиза, сложенная комплексом отложений от кембрия до нижнего венда. По-видимому, эта синеклиза охватывала и южную часть современного Балтийского щита (рис. 46, б, в, г). В артезианских бассейнах, приуроченных к этой синеклизе, наряду с солеными хлоридными водами морского питания, в ордовике и силуре местами захоронялись хлоридные рассолы, связанные с галогенными сульфатоносными формациями. В раннем девоне в восточной (московской) части синеклизы в связи с процессами вулканизма функционировали гидротермальные системы. В Печорской синеклизе и на Тимане в рассматриваемый этап (в O–D₁) формировались артезианские бассейны с хлоридными солеными водами и рассолами. Во второй половине раннего девона территория Русской платформы испытала почти повсеместное поднятие. В верхних водоносных горизонтах существовавших в то время артезианских структур, сложенных R–PZ₁ отложениями, так же как и в зонах выветривания кристаллических пород на Балтийском и Сарматском щитах, интенсивно функционировали инфильтрационные, преимущественно окислительные рудообразующие системы с образованием кор выветривания и т. п.

Ранне- и позднегерцинский этапы (D₂–T₁)

Палеогидрогеологические процессы в течение среднего–позднего девона и карбона отличались большой сложностью и разнообразием. В это время на платформе возникли новые крупные артезианские бассейны. Местами они перекрыли артезианские структуры более раннего заложения. Важно отметить захоронение с осадками в среднем и позднем девоне (рис. 46, д) огромных количеств высококонцентрированных хлоридных рассолов (маточной рапы древних солеродных бассейнов разного типа), которые проникали и в нижележащие отложения. Элизионный режим артезианских бассейнов местами усложнялся процессами магматизма с образованием рециркуляционных (рециклинговых) гидротермальных рудообразующих систем (Припятско-Донецкая рифтогенная структура, Татарский свод, Воронежская антеклиза и др.). Кроме того, гидротермальные рудообразующие системы возникали в девоне и в связи с импактными процессами. Калужская астроблема имеет размеры 13 на 15 км. Очевидно, что ее воздействие на региональное гидрогеодинамическое поле в среднедевонскую эпоху в центральной части ВЕП было весьма существенным. Нужно также отметить, что в среднем–позднем девоне и карбоне палеогидрогеологические условия на большей части ВЕП характеризовались чередованием процессов накопления водоносных комплексов с седиментогенными хлоридными водами (местами с рассолами до 140–350 г/кг) морского питания (с рудообразующими седиментационно-диагенетическими системами; формированием Pb–Zn, Cu, Mo, U, Ag, F, Fe, Mn, Ba, Sr минерализации и др.) с процессами формирования инфильтрационных вод в верхних водоносных горизонтах во время континентальных перерывов (с рудообразующими инфильтрационными окислительными системами; формированием руд U, Al, Cu, Mo, Fe и др.). Палеогидрогеологическая схема на конец C₁V₂ приведена на рис. 46, е.

В пермский период климат на большей части платформы (за исключением северо-восточных районов) был жарким, аридным. Западная часть платформы представляла собой в основном низкую равнину, в пределах которой в верхних частях артезианских структур, развивались гипергенные процессы (рис. 46, ж). В восточной части платформы в это время продолжалось формирование артезианских структур, сопровождавшееся часто захоронением с осадками огромных масс хлоридных рассолов.

В кунгурский век в Предуральском краевом прогибе (кроме его северной части, расположенной в гумидной зоне) и в Прикаспийской впадине происходило интенсивное соленакопление. Мощность (первичная) соленосных отложений достигала 2–4 км. При этом наряду с каменной солью отлагались калийные и магниевые соли. В результате этих процессов были захоронены с солями огромные количества высококонцентрированных (до 350–400 г/л) рассолов, которые проникали и в нижележащие отложения. С этими рассолами были сопряжены рудообразующие седиментационно-диагенетические системы с Mn, F, Au, Ag, Pt и другой минерализацией.

В пермский период произошли существенные изменения в развитии Припятско-Донско-Мангышлакского рифта. На Донецком участке в начале перми продолжалось интенсивное погружение и накопление континентальных и лагунных (в том числе соленосных) отложений, с которыми захоронялись хлоридные рассолы. В середине перми здесь произошли складчатые деформации и поднятия. Сложнопостроенный артезианский бассейн, интенсивно развивавшийся здесь со среднего девона и, возможно, унаследованный от рифейских авлакогенных прогибов, был преобразован в сложные системы адартезианских бассейнов. Причем эти процессы сопровождались интенсивной разгрузкой седиментогенных (и древнеинфильтрогенных) вод с образованием рудообразующих систем гидротермального типа.

В поздней перми в восточной части платформы в области развития красноцветной терригенной формации палеогидрогеологические процессы были связаны в значительной мере с формированием медной и урановой минерализации [Грушевой и др., 1996]. При этом функционировали главным образом рудообразующие системы первой, пятой и седьмой категорий.

Киммерийский и альпийский этапы (T_2-Q)

В течение среднего–позднего триаса большая часть ВЕП испытывала неравномерное воздымание, сопровождавшееся континентальными перерывами в осадконакоплении и различными гипергенными процессами в верхних частях разреза структур. Особенно интенсивно гипергенные процессы проявились в позднем триасе, когда на платформе повсеместно установился теплый влажный климат. Преобладали в это время рудообразующие системы пятой группы.

Гидрогеологические условия в юрский период на ВЕП отличались большим разнообразием. В раннеюрскую эпоху и в аалене (рис. 46, з) на большей части платформы, располагавшейся в областях слабодисшированной суши с жарким гумидным климатом, в верхних частях разреза артезианских структур в пределах зоны гипергенеза активно функционировали инфильтрогенные гидрогеодинамические системы атмосферного питания. При этом в верхних водоносных горизонтах происходило активное замещение седиментогенных вод (в основном соленых хлоридного со-

става) инфильтрогенными пресными (преимущественно с минерализацией до 0,3–0,6 г/кг) гидрокарбонатного состава. В долинах крупных рек по зонам разломов местами осуществлялась разгрузка седиментогенных вод нижнего этажа в зону гипергенеза. Такие долины намечаются в южной части Волго-Уральской антеклизы.

Сложные гидротермальные системы функционировали в раннеюрскую эпоху в пределах Воротиловской импактной кальдеры в Каверинской впадине. В их питании наряду с атмосферными водами участвовали и седиментогенные хлоридные рассолы, содержащиеся в вендских и палеозойских комплексах в восточной части Московской синеклизы.

В средней и особенно в поздней юре на платформе начинают преобладать процессы формирования артезианских структур – захоронение с осадками седиментогенных вод разной минерализации и состава: от пресных в континентальных гумидных бассейнах до высоконцентрированных рассолов в аридных лагунных бассейнах. При этом активно функционировали рудообразующие седиментационно-диagenетические системы. В результате их деятельности во впадинах глубокого палеошельфа в познеюрское (титон) время формировались на обширной площади (ширина 150–200, протяженность 2000 км) углеродисто-глинистые сланцы (мощность до 10 км), обогащенные Mo, Ni, Zn, Au, Ag, Pt [Константиновский, Волчков, 2000]. Местами (на северо-западе Донбасса) функционировали гидротермальные системы, связанные с подводным вулканизмом. Важно отметить также сложные процессы миграции подземных вод в пределах нижнего гидрогеодинамического этажа в Прикаспийской синеклизе, Днепровско-Донецкой впадине и Предуральском прогибе в триасовый и юрский периоды в связи с активными проявлениями в них солянокупольной тектоники. К соляным куполам приурочены очаги разгрузки подземных вод различных водоносных комплексов, что обуславливало возникновение в этих очагах разгрузки геохимических барьеров и формирование рудной минерализации разного типа.

На протяжении мелового периода палеогидрогеологические процессы в основном сводились к усложнению артезианских структур – к формированию новых водоносных комплексов с хлоридными солеными седиментогенными водами морского питания в пределах структур с устойчивым накоплением морских осадков (Прикаспийская, Украинская синеклизы, Причерноморская впадина, Рязано-Саратовский прогиб и др.).

В Прикаспийской и Украинской синеклизах на формирование подземных вод в накапливавшихся меловых комплексах существенную роль играли процессы солянокупольной тектоники (рис. 46, и). Соленые хлоридные воды в меловых отложениях в зонах влияния соляных куполов преобразовались в хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 200–250 г/кг. В артезианских бассейнах Русской платформы, представлявших собой в меловой период области устойчивой суши, господствовали в верхних частях разреза гипергенные процессы с преобладанием кор выветривания, формированием мощных зон инфильтрогенных пресных вод, особенно в районах относительных поднятий (до глубин уровней вреза палеорек). Эти процессы были активны, вероятно, в раннем мелу. Гидрохимическая зональность и гидродинамика более глубоких водоносных горизонтов нарушалась при катастро-

фических падениях метеоритов (Каменская, Болтышская астроблемы и др.), а также при проявлениях магматизма (Причерноморская впадина).

Важно также отметить, что в течение мелового периода активизация тектонических движений, запечатленная, в частности, в многочисленных перерывах в осадконакоплении, проявилась в ряде авлакогенов (Кажимском, Сергиевско-Абдулинском и др.) образованием инверсионных валообразных поднятий (Вятской, Саратовских, Доно-Медведицких и др.). Кроме того, в конце мела Донецкая складчатая область испытала новый импульс сжатия и была надвинута на смежный участок ВЕП. С этими тектоническими процессами была сопряжена разгрузка по зонам разломов подземных термальных вод глубоких горизонтов артезианских структур к поверхности земли.

Палеогидрогеологические условия в палеогеновый период, так же как и в поздне меловую эпоху, характеризовались дальнейшим накоплением водоносных комплексов и усложнением строения артезианских структур в южной части платформы и особенно интенсивно в Прикаспийской синеклизе, Причерноморской впадине и в Предкарпатском прогибе. В этих структурах были захоронены огромные количества седиментогенных вод хлоридного состава морского питания. Подстилающие их водоносные комплексы меловых (и более древних отложений) в этих структурах перемещались в зоны среднего и позднего катагенеза, где температуры достигали 200–300° С и более, что обуславливало в них выход в свободную фазу огромных масс физически и химически связанных вод, которые смешивались с седиментогенными водами, резкое увеличение газонасыщенности (метаном) жидких подземных вод, обогащение их различными металлами и др.

Следует отметить, что Украинский массив в палеогене был почти полностью перекрыт осадками и превратился в гидрогеологическую структуру типа артезианского свода с преобладанием в верхних частях разреза пластовых скоплений седиментогенных вод морского и озерно-аллювиального питания. Лишь в конце позднего миоцена щит вновь стал испытывать общее воздымание, приведшее к подъему палеогеновых отложений выше уровня моря и замещению в них седиментогенных вод инфильтрационными водами атмосферного питания.

Южные краевые зоны Украинского щита служили очагами разгрузки подземных вод глубоких горизонтов Причерноморской впадины. Возможно, что Никопольские месторождения марганца приурочены к этим очагам разгрузки подземных вод.

В пределах Прикаспийской, Украинской синеклиз накопление водоносных терригенных и терригенно-карбонатных комплексов с седиментогенными хлоридными водами морского питания осложнялось проявлениями солянокупольной тектоники, внедрением в них соляных куполов. Эти явления сопровождались повышением минерализации седиментогенных хлоридных вод в результате растворения ими каменной соли соляных куполов, а также смешения с мигрирующими по зонам разломов вблизи соляных куполов подсолевых (и межсолевых) хлоридных рассолов.

На большей части ВЕП осадконакопление в палеогене не происходило. Вместе с тем, рельеф платформы (как и в мелу) оставался достаточно выровненным и большая часть платформы характеризовалась слабыми поднятиями. Все это предопределило относительно небольшую мощность зоны верхнего гидрогеодинамического

этажа (и соответственно зоны гипергенеза) в субаквальных артезианских структурах. В условиях теплого и влажного климата в палеогене формировались обычно пресные воды гидрокарбонатного состава атмосферного питания, а в областях неглубокого залегания галогенных формаций также соленые и рассольные (сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные). В пределах нижнего этажа гидрогеологические условия здесь сохранялись в целом унаследованными от средне-позднепалеозойского этапа развития платформы.

Палеогидрогеологические условия в неогеновый период на большей части платформы характеризовались широким развитием инфильтрационных процессов в верхних частях разреза артезианских (и реже других) структур (рис. 46, к). Мощность зоны свободного водообмена обычно не превышала 50–100 м и лишь в раннем плиоцене в бассейнах рек, впадающих в Каспий (пра-Волги и других), она возрастала до 300–400 м. При этом здесь, в долинах рек, вскрывались водоносные комплексы нижнего гидродинамического этажа и осуществлялось поступление вод этого этажа к дневной поверхности. Обычно при этом происходило смешение кислородно-азотных (и азотных) вод верхнего этажа с преимущественно метановыми, метаново-азотными (и местами с сероводородными) водами нижнего этажа. С деятельностью подземных вод верхнего этажа сопряжено формирование кор выветривания, карста и других гипергенных процессов.

Артезианские структуры Прикаспийской синеклизы в неогене не претерпели существенных изменений, лишь в южной части в миоцене возникли водоносные терригенные и терригенно-карбонатные толщи (100–300 м) с хлоридными солеными водами морского питания. Продолжался рост соляных куполов, сопровождаемый разгрузкой седиментогенных вод. Падение уровня в Каспии в раннем миоцене, видимо, существенного влияния на режим глубоких водоносных горизонтов не оказало. В неогене также не произошло больших изменений в гидрогеологических условиях в Прикаспийской синеклизе. Основные черты строения гидрохимической и гидрогеодинамической зональности здесь мало отличались от существовавших в палеогене. Гидрохимическая зональность (как и в Прикаспийской синеклизе) осложнялась здесь в основном аномалиями, тяготеющими к проявлениям солянокупольной тектоники.

В четвертичный период на ВЕП, представлявшей собой в основном устойчивую область суши, палеогидрогеологические условия существенно отличались в эоплейстоцене, плейстоцене и голоцене, что было в первую очередь обусловлено различиями для этих временных этапов климатических факторов.

В эоплейстоцене, охватывающем доледниковое время, гидрогеологические условия мало изменились по сравнению с плиоценом. В верхних водоносных горизонтах артезианских структур до глубин вреза рек (палео-Волги, палео-Днепра и др.) происходило при преобладании в целом слабых поднятий формирование инфильтрационных вод атмосферного питания, сопровождавшееся замещением седиментогенных (и древнеинфильтрационных) вод, развитием карстовых (в карбонатных и соленосных толщах) и других гипергенных процессов (рис 46, л). В основном эти воды были пресные, а в районах неглубокого залегания соленосных толщ также соленые сульфатные и хлоридные (вплоть до хлоридных рассолов). В южных районах с се-

миаридным (и аридным) климатом формировались в результате процессов континентального засоления и соленые сульфатные и хлоридные воды (и слабые рассолы до 70–140 г/кг). В Прикаспийской синеклизе в эоплейстоцене накапливались песчано-глинистые толщи апшерона (до 500 м и более) с солеными хлоридными седиментогенными водами морского питания. Одновременно в Прикаспийской синеклизе продолжался рост соляных куполов с сопутствующей разгрузкой хлоридных соляных вод и рассолов более глубоких водоносных горизонтов (в том числе и подсолевых комплексов) по возникающим зонам разломов. Аналогичные гидрогеологические процессы, связанные с солянокупольной тектоникой, происходили и в Днепровско-Донецкой впадине. Гидрогеохимическая зональность в нижнем гидрогеодинамическом этапе платформы, сформированная в общих чертах уже к концу позднего палеозоя в пределах Русской плиты, существенных изменений не претерпела. Гидрогеохимические аномалии унаследованно развивались в долинах крупных рек, а также, как отмечено выше, в областях проявления солянокупольной тектоники.

В плейстоцене гидрогеологические процессы на платформе отличались большой сложностью и разнообразием. В южных, а также в центральных восточных районах платформы во внеледниковой зоне, расположенной южнее границы максимального (Днепровского) оледенения гидрогеологические условия в плейстоцене в целом были близки к эоплейстоценовым. Продолжалось с перерывами накопление песчано-глинистых осадков с седиментогенными солеными водами в Прикаспийской синеклизе (бакинские, хозарские, хволынские отложения); продолжался рост соляных куполов, сопровождаемый разгрузкой подземных вод по зонам разломов; продолжались инфильтрационные процессы в верхних частях разреза артезианских структур, которые существенно усиливались при регрессиях Каспийского и Черного морей, когда региональный базис эрозии понижался на десятки метров и более. Вместе с тем, в плейстоцене (в отличие от эоплейстоцена) здесь широко проявлены процессы промерзания верхних водоносных горизонтов (в ледниковые эпохи) и деградация мерзлоты (в межледниковья).

На севере платформы – в зоне ледникового сноса – гидрогеологические условия в плейстоцене резко изменились. Во-первых, ледниками были денудированы верхние водоносные комплексы; мощность денудированных пород может достигать десятков и сотен метров. В то же время в верхних частях разреза формируются водоносные комплексы, сложенные преимущественно льдом – покровные ледники мощностью до 3–4 км. Они представляют собой особый тип гидрогеологических структур с широко развитыми карстово-трещинно-жильными и карстово-трещинно-пластовыми жидкими скоплениями низкоминерализованных подземных вод, обычно как в краевых частях ледников, так и в его основании. Подземные воды, циркулирующие в основании ледников, играют важную роль в транспортировке обломочного материала при ледниковой денудации [Каплянская, Тарноградский, 1993]. Ледниковая нагрузка оказывает также большое влияние на процессы уплотнения осадочных толщ в артезианских бассейнах – повышения в них пластового давления подземных вод. Деградация (таяние) ледниковых покровов в межледниковье приводит к декомпрессии гидрогеодинамических систем артезианских структур.

Зона ледниковой аккумуляции, располагающаяся преимущественно в центральных районах платформы, характеризуется накоплением довольно мощных (до 100–200 м и более) водоносных комплексов, сложенных песчано-глинистыми и песчаными четвертичными отложениями различного генезиса (водно-ледниковыми, аллювиальными и др.). Большое гидрогеологическое значение для связи вод различных горизонтов имеют здесь древние долины (с глубиной вреза до 100–150 м и более), выполненные четвертичными отложениями.

В начале голоцена в результате постледниковой трансгрессии море затопило восточную часть Балтийского щита (Карелию и Кольский п-ов), что привело к инфильтрации морских вод в плейстоцене в плейстоценовые отложения (и более древние). Последующее воздымание (до 250–300 м) Балтийского щита в голоцене с гляциоизостатическими процессами привело к замещению в четвертичных отложениях соленых инфильтрационных хлоридных морских вод пресными гидрокарбонатными инфильтрационными водами атмосферного питания.

С инфильтрогенными рудообразующими системами, активно проявляемыми в четвертичное время, связаны разнообразные процессы формирования (и переформирования) различной рудной минерализации (U, Cu, Au и др.).

Выполненные последования подтверждают, что гидрогеохимическая зональность в осадочных бассейнах строго контролируется строением рядов геологических формаций и что нет никаких оснований допускать внедрение в осадочные бассейны флюидов (вод, газов) из мантии, кроме как вместе с магмами. Подземные воды в осадочных бассейнах являются в основном седиментационными (включая литогенные «возрожденные» воды) и инфильтрогенными (в том числе древнеинфильтрогенными). Формирование их связано с геологическими процессами, происходящими в верхней коре. Именно поэтому на основе стадийного анализа осадочных комплексов могут быть достаточно уверенно реконструированы основные черты химического состава палеовод в разных типах рудообразующих палеогидрогеологических систем.

Основная масса хлоридных седиментационных рассолов, залегающих под соленосными толщами, оставалась после их захоронения в условиях малой подвижности и почти не участвовала в процессах рудообразования. Вместе с тем, эти рассолы представляют собой важное полезное ископаемое (они часто обогащены Br, K, Li, Cs, Sr и другими металлами). Наибольшая активность рудообразующих процессов, связанных с восходящей миграцией металлоносных хлоридных рассолов, приурочена к бортовым частям сводовых поднятий Волго-Уральской синеклизы (Татарскому своду и др.), к южному крылу Воронежской антеклизы, а также к структурам Прикаспийской впадины, Предуральского прогиба, Притиманья и Печорской синеклизы. Наиболее широко проявлены на ВЕП инфильтрогенные и седиментационно-диагенетические рудообразующие системы разного типа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

В западной части России многочисленные месторождения и проявления полезных ископаемых (ПИ) известны как среди фундаментов и чехлов трех разновозрастных платформ этого региона, так и среди выходящих на поверхность складчатых комплексов обрамления. Закономерности размещения полезных ископаемых и принципы металлогенического районирования для разных типов обстановок существенно различаются поэтому они рассмотрены отдельно. Также отдельно разбираются месторождения, связанные с процессами палеозойской тектоно-магматической активизации.

В связи с тем что многие месторождения в изменившихся экономических условиях утратили свое практическое значение, главное внимание в этой части уделено описанию важнейших месторождений и видов сырья, имеющих федеральное значение, и новых объектов, которые могут представлять практический интерес в будущем.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФУНДАМЕНТА ВЕП

Полезные ископаемые фундамента рассматриваются отдельно для Воронежского кристаллического массива и российской части Балтийского щита, где они доступны для изучения и имеют практическое значение.

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Российская часть Балтийского щита представляет собой Карело-Кольскую минерагеническую провинцию, вносящую важный вклад в экономику страны. Она вмещает в себя многочисленные месторождения разнообразных полезных ископаемых.

Черные металлы

Месторождения и рудопроявления железа представлены двумя генетическими типами: метаморфогенно-метасоматическим позднеархейского возраста (железистые кварциты) и магматическим.

Наибольшее практическое значение имеют железистые кварциты Оленегорского на Кольском п-ове и Костомукшского в Карелии рудных узлов (РУ). Они приурочены к архейским зеленокаменным структурам (рис. 47).

В *Оленегорском РУ* по составу ведущих силикатов и степени метаморфизма вмещающих пород выделяются два типа железистых кварцитов – амфибол-магнетитовые амфиболитовой фации метаморфизма и пироксен-магнетитовые гранулитовой фации.

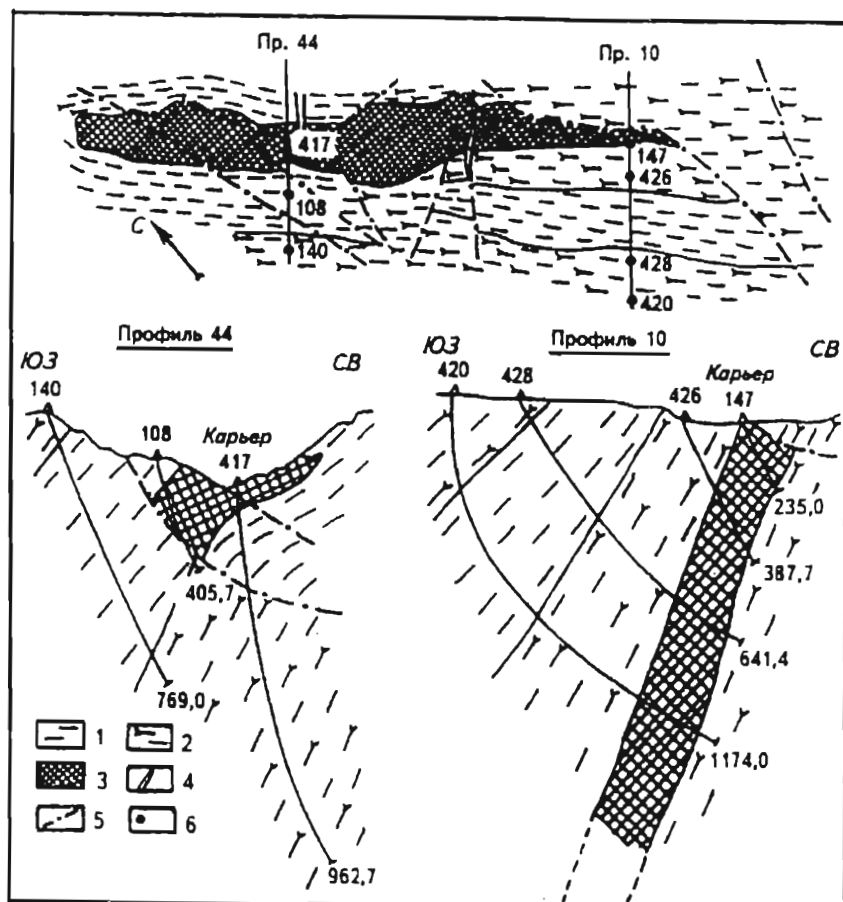


Рис. 47 Схематическая геологическая карта и разрезы Оленегорского месторождения [16]
 1 - биотитовые, двуслюдяные, высокоглиноземистые гнейсы; 2 - амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы; 3 - железистые кварциты; 4 - диабазы, габбро-диабазы; 5 - тектонические нарушения; 6 - разведочные скважины

Всего месторождений, представленных железистыми кварцитами, 13, из них одно крупное (Оленегорское) (рис. 47) и четыре средних; эксплуатируются четыре. Морфологически рудные тела представлены линзами, моноклинально залегающими согласно с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих гнейсов, амфиболитов и кристаллосланцев кольского метаморфического комплекса. Размеры тел железистых кварцитов различны: длина от нескольких до 3200 м на Оленегорском месторождении при мощности от нескольких сантиметров до 200 м. Текстура руд обычно полосчатая, редко массивная. Содержание (%): магнетита от 10 до 60, кварца 5–80, пироксена 10–90, амфибола 0–40, граната 0–40, гематита 0–15.

По минеральному типу руды делятся на магнетитовые и гематит-магнетитовые. Последние в основном известны в рудах Оленегорского месторождения, в которых содержание руд с гематитом составляет 7 %. Содержание железа валового в рудах обычно 25–35, растворимого от 20 до 30 %. Содержание второстепенных рудных элементов (%): Pb 0,001–0,003, Ni 0,003–0,006, Gl 0,001–0,003, MnO 0,05–0,06, V_2O_5 0,04–0,10. Содержание вредных примесей низкое: серы 0,01–1,2, фосфора 0,03–0,08 %. Полезные примеси позволяют использовать концентрат руд для литейных чугунов, специальных сталей в мартеновских и бессемеровских печах, а также получать суперконцентрат для использования в порошковой металлургии.

Оленегорское месторождение (13)* представлено одним пластовым телом амфибол-магнетитовых кварцитов, залегающим на границе амфиболсодержащих и глиноземистых гнейсов. Мощность тела до 300 при длине 3200 м. Содержание растворимого железа 32 %. Месторождение эксплуатируется, запасы руды категорий А + В + С₁ составляли в 1978 г. 470 млн т; возможен прирост запасов за счет глубоких горизонтов месторождения [Государственная, 2000]. На 1.01.1992 г. по месторождению числилось 459 млн т руды [Государственная, 2000].

В Костомукшском РУ наиболее крупными месторождениями являются Корпангское (122) и Костомукшское (рис. 48): известны также многочисленные рудопроявления, которые локализованы в Костомукшской зеленокаменной структуре, тяготея к верхним частям разреза лопийского комплекса [Недра..., 2003]. Магнетитовые и силикатно-магнетитовые кварциты образуют прослои протяженностью в десятки–первые сотни метров (реже до первых километров) и мощностью 1,5–5 м. По составу выделяются грюнерит-магнетитовые, роговообманково-грюнерит-магнетитовые, магнетит-грюнеритовые полосчатые кварциты. Практически на всех месторождениях и рудопроявлениях железистых кварцитов Костомукшского рудного узла отмечаются переотложенные магнетитовые руды, кварц-магнетитовые, хлорит-магнетитовые, хлорит-амфибол-магнетитовые метасоматиты.

Костомукшское месторождение (124) приурочено к костомукшской свите гимольской серии, представленной метаграувакками, биотит-полевошпат-кварцевыми, кварц-биотитовыми, углеродсодержащими сланцами и магнетитовыми кварцитами [Геология Карелии, 1987]. Пластообразные залежи железистых кварцитов залегают на различных уровнях разреза и прослеживаются на первые десятки километров. Структура месторождения синклинальная, асимметричная, с общим

* Номера месторождений см. в прил. 1.

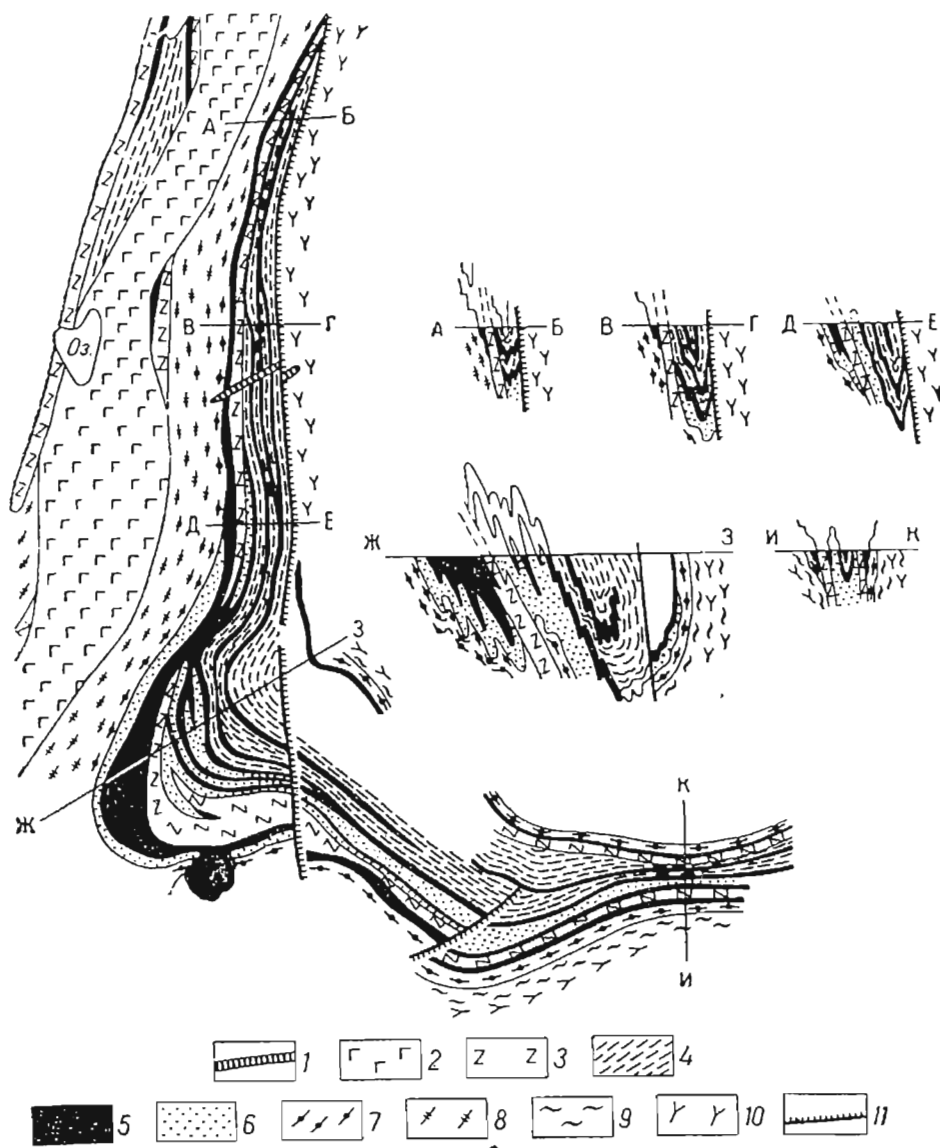


Рис. 48. Схема геологического строения Костомукшского месторождения (по Ю. Лазареву)

1 – габбро оливиновые, габбро-нориты; 2 – габбро-амфиболиты; 3 – плагиопорфиры; 4 – лептитовидные гнейсо-сланцы и биотит-кварцевые кристаллические сланцы; 5 – железистые кварциты; 6 – внутриформационные конгломераты, граувакки и слюдяные сланцы; 7 – амфиболовые и кварц-амфиболовые сланцы; 8 – нерасчлененные амфиболовые сланцы и амфиболиты; 9 – реликты толщи гранитизированных биотитовых гнейсов; 10 – гранито-гнейсы основания, переработанные нижнепротерозойскими гранитами; 11 – тектонические нарушения

крутым падением пород на восток и север. Весь комплекс пород, включая железистые кварциты, собран в сложные складки. В пределах рудного поля общей протяженностью 15 км выделяются три основных участка (южный, центральный и северный), содержащих наиболее мощные и обогащенные железом залежи. Мощность рудной залежи в пределах южного участка от 70 до 90 м, на центральном она достигает 270–360, а на северном 40–90 м. Железистые кварциты представлены рибекит-, биотит-, грюнерит- и магнетитовыми, магнетит-биотитовыми и магнетит-грюнеритовыми разновидностями со средним содержанием растворимого железа 33,59, фосфора 0,6–0,7, серы 0,02–0,1 %. Для магнетитовых кварцитов характерно наличие параллельной полосчатости, обусловленной чередованием существенно рудных магнетитовых полос с безрудными. Содержание магнетита меняется от 5 до 55, пирита и пирротина от 2 до 7 %. По содержанию железа магнетитовые кварциты относятся к бедным рудам, требующим обогащения. Балансовые запасы железистых кварцитов Костомукшского месторождения по категориям A+B+C₁ составляют 1040,6 млн т при среднем содержании растворимого железа 33,72 %, по категории C₂ 118,2 млн т. Дополнительно подсчитаны забалансовые запасы руды – 1076,8 млн т при содержании растворимого железа 27,14 %. На территории Центральной и Южной Карелии известны мелкие месторождения железистых кварцитов, в большинстве своем непромышленные. Наиболее известные из них локализованы в Гимольской (месторождения Межозерское (146), Гимолы I (147)) и Киндасово-Маньгинской зеленокаменных структурах (месторождение Киндасовское (208)), тяготея к средним частям разреза лопийского комглекса.

Магматический тип титаномагнетитовых руд связан с интрузиями основных и ультраосновных пород позднеархейского возраста. Представителем этого типа является *Цагинское* месторождение (48), приуроченное к одноименному массиву габбро-лабрадоритов. Месторождение площадью в 13,4 км² расположено в юго-западной части массива, сложенной габбро-лабрадоритами и лабрадоритами. Оно представлено рядом пластообразных и линзообразных тел руд мощностью от 0,5–0,8 до 30–40 м и длиной от десятков до 250 м. По характеру распределения титаномагнетита среди руд выделяются сплошные массивные, густовкрапленные, гнездовые и полосчатые разновидности, связанные между собой постепенными переходами и разделенные участками безрудных пород.

Главными рудными минералами месторождения являются титаномагнетит и ильменит. Содержание титаномагнетита от 18–20 % во вкрапленных рудах до 45–50 % в полосчатых и 90–95 % в массивных разновидностях. В последних содержание железа валового достигает 52,4 %, TiO₂ – 14 и V₂O₅ – 0,45 %. Общие запасы руд, разведанные до глубины 150–200 м по категориям B+C₁, равны 53,8 млн т руды, в том числе железа валового – 17,330 млн т, TiO₂ – 3,352 млн т, V₂O₅ – 133 тыс. т.

Магматический тип раннепротерозойских титано-магнетитовых руд связан с пологопадающими интрузиями габбродолеритов, прорывающих осадочно-вулканогенные отложения нижнего протерозоя и архейские гранитогнейсы в Карельском блоке. В наиболее крупных интрузиях этого типа в Карельском блоке – *Пудожгорском* и *Койкарском* силлах – находятся одноименные месторождения (186, 176). К ним также приурочены рудопроявления комплексных руд титана, железа, ванадия с со-

путствующей благороднометалльной минерализацией. Руды всех месторождений близки по вещественному составу, условиям формирования и относятся к единой титано-железородной формации. Крупное Пудожгорское месторождение (186) расположено на восточном берегу Онежского озера и приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов среди гранитоидов фундамента. Интрузия прослежена на 7100 м, ее мощность 110–150 м. Титаномagnetитовая минерализация образует пластообразную залежь в подошве интрузии и прослеживается на всем ее протяжении на глубину до 330,7 м, по падению от 200–250 до 1400 м. Вертикальная мощность залежи от 7,4 до 32,2 м. Выше по разрезу залегают отдельные рудные линзы. Выделяются два типа рудных тел. Первый представлен габбродолеритами, содержащими 40–75 % титаномagnetита. Мощность тел этого типа составляет 5,9–23,9 м. В лежащем и висячем боках залежи наблюдаются постепенные переходы ко второй разновидности – габбродолеритам с 25–40 % титаномagnetита, с примесями сульфидов меди и повышенными содержаниями платины – 0,05–0,4 и палладия – 0,348 г/т. Мощность таких тел в лежащем боку интрузии 2 м, в висячем – 0,37–4 м. Запасы титаномagnetитовых руд по категории C_1 составляют 411,6 тыс. т, забалансовые запасы 316689 тыс. т. Возможен их прирост за счет доразведки флангов рудной залежи. Месторождение нерентабельно на железо, но нуждается в переоценке в качестве комплексного объекта.

С комплексом ультраосновных-щелочных пород раннепротерозойского возраста связаны месторождение *Гремяха-Вырмес* (10) и непромышленное *Еletzозерское* месторождение (96) ильменит-мagnetитовых руд и ниобия. На месторождении Гремяха-Вырмес апатит-ильменит-титаномagnetитовое оруденение приурочено к краевой части массива, сложенной пироксенитами, плагиоперидотитами, габбро, амфиболитами. Его восточная часть представлена шестью телами апатит-ильменит-титано-мagnetитовых руд длиной 1100–2500 м при мощности рудоносных плагио-пироксенитов, габбро и амфиболитов 400–500 м. Средние содержания железа валового 21, TiO_2 – 7 %. В составе Западного участка выделено восемь рудных тел мощностью 10–200 м, длиной до 2400 м. Среднее содержание железа валового – 18,5, TiO_2 – 6 %. Доказана возможность получения апатитового, титано-мagnetитового и ильменитового концентратов. Последний пригоден в качестве сырья для изготовления титановых белил.

Ванадий. Месторождения сконцентрированы в центральной части Онежской структуры и приурочены к черносланцевой толще лудиковия. Промышленным является ванадий-урановый рудный тип, представленный ванадийсодержащими карбонатно-слюдистыми метасоматитами и слюдами. В Онежском рудном поле к настоящему времени обнаружено пять крупных месторождений и более десяти перспективных рудопроявлений ванадиевых (с ураном, платиноидами, золотом, серебром и другими ценными компонентами) руд, обладающих уникальными минералого-геохимическими особенностями и технологическими свойствами, не имеющих прямых аналогов ни в России, ни за рубежом. Это месторождения *Шульгиновское* (177), *Весеннее* (182), *Средняя Падма* (181), *Верхняя Падма* (183), *Космозерское* (184), *Царевское* (184) [Государственная..., 2000; Недра..., 2003]. Отличительными чертами строения рудного района являются полнота разреза карельского комплекса, широко-

кое развитие углеродсодержащих пород людикувия, неоднократное проявление и широта распространения базальтоидного, в меньшей степени пикрит-базальтоидного вулканизма, региональный метаморфизм преимущественно в условиях фации зеленых сланцев, наличие зон складчато-разрывных дислокаций (СРД), которые и являются рудоносными. Интенсивность метаморфических и метасоматических изменений в зонах СРД возрастает. Руды комплексных месторождений локализуются на контакте контрастных по геохимическим и механическим свойствам образований терригенно-карбонатных пород туломозерской свиты ятулия и черносланцево-ультрабазит-базальтоидной ассоциации пород заонежской свиты людикувия. Зоны СРД имеют северо-западное простирание, тянутся на десятки километров и состоят из нескольких узких сближенных антиклинальных складок, ядра которых выполнены породами туломозерской свиты, а крылья и разделяющие их пологие синклинали – образованиями людикувия. Складки имеют изоклинальную, гребневидную и веерообразную форму. Границы зон СРД фиксируются по положению крутопадающих разломов. Из 11 известных в Онежской структуре зон СРД, выделенных и прослеженных комплексом аэро- и наземных геофизических методов, опробованы, изучены и оценены как рудоконтролирующие четыре: Уницкая (с Шульгиновским месторождением), Святуха-Космозерская (с Космозерским месторождением), Тамбицкая (с месторождениями Средняя Падма, Верхняя Падма и Весеннее) и Кузорандская, к которой приурочены рудопроявления.

Залежи руд установлены в зонах СРД на участках, где широко проявлены процессы низкотемпературного метасоматоза. Тела метасоматитов имеют длину до 10 км при ширине 0,2–0,5 км, характеризуются очень сложным зональным строением. Каждое из них, как правило, включает в себя несколько рудных залежей. Большинство метасоматических ореолов локализовано на участках максимального усложнения антиклиналей, где наблюдаются резкая ундуляция и изгибы их шарниров, а также вблизи замыкания этих складок.

Метасоматические образования не обнаруживают генетической связи с магматическими комплексами и формируются позже раннепротерозойского регионально-го метаморфизма. Радиологический возраст слюдитов (U-Pb метод по настурану) 1760 ± 30 млн лет. В формировании метасоматитов выделяются три крупных этапа. С первым из них связано развитие пропилитов, преимущественно хлорит-эпидотового состава. С ними сопряжены локально проявленные мусковит-кварцевые березиты. На втором этапе формируются альбититы и/или рибекит-флогопит-альбитовые метасоматиты с ванадиевым и хромовым эгирином. С третьим связаны карбонатно-кварцевые метасоматиты с селенидно-сульфидной минерализацией, слюдистые и карбонатно-слюдистые (доломит-хромфенгит-роскоэлит, роскоэлит-хромфенгитовые) метасоматиты, которые и являются ванадиевыми рудами. Большинство рудных тел имеет сигарообразную или шнуровидную форму, клиновидное поперечное сечение, мощность 40–45 м и размещаются на глубинах 150–180 м от дневной поверхности. Отмечаются также отдельные рудные тела на глубине 500 м и более.

Ванадий концентрируется главным образом в слюдах – роскоэлите и флогопите (около 95 %), а также в гематите, ноланите и ряде других минералов. Руды характеризуются очень высоким содержанием V_2O_5 – до 5 (в среднем 2,35) %. Уран присут-

ствуется в рудах всех месторождений. Урановые минералы представлены преимущественно настураном, коффинитом, частично уранинитом и реже браннеритом. Вторичные минералы урана характерны для Космозерского месторождения.

Благороднометалльное оруденение имеет штокверково-жильный характер и развивается, как правило, внутри тел слюдитов. Золото, серебро, палладий и платина определены в сульфидах, селеносульфидах и селенидах свинца, висмута и меди, а также в самородном виде. Содержания палладия в рудах достигает 150–400 (в среднем 0,29), золота 50–250 (0,23), платины до 30 (0,02), серебра до 1500 (1,62) г/т. В периферических частях рудных тел концентрируется молибден (в молибдените) – 0,05, медь (в халькопирите) – до 3 (в среднем 0,9), цинк (в сфалерите) – 1,5 %. В общей сложности в комплексных рудах диагностировано свыше 80 рудных минералов. Рудам также свойствен очень широкий спектр химических элементов. По многообразию минерального и элементного состава руды являются уникальными.

Основную ценность в месторождениях Онежского рудного узла представляют ванадиевые руды. На ванадий в рудах приходится до 80 % общей стоимости заключенных в них полезных компонентов. По запасам урана месторождения относятся к малым. Прогнозные ресурсы платиноидов и золота оцениваются в первые десятки тонн. В настоящее время разведочные работы были проведены только на месторождении Средняя Падма, где выявлены балансовые запасы ванадия по категориям $A+B+C_1$ – 2111,8 тыс. т руды и 58,76 тыс. т V_2O_5 , C_2 – 2477,9 тыс. т руды и 48,88 тыс. т V_2O_5 .

Хром. Промышленное хромитовое оруденение на Кольском п-ове связано с массивом перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса сумийского возраста – Мончегорским плутоном. К нему приурочено месторождение *Сопчеозерское* (36) и ряд рудопроявлений Мончегорского рудного узла. Сопчеозерское месторождение расположено в юго-западной части Мончегорского плутона и приурочено к нижней части пластообразного тела дунитов, залегающего в средней части разреза плутона. Залежь хромитовых руд конформна дунитовому телу, имеет пластообразную форму, протяженность изученной части составляет 800 м, мощность от 5–10 до 25 м. Рудное тело состоит из переслаивающихся слоев бедных и богатых ($Cr_2O_3 > 20$ %, до 90 % хромита) руд. Богатые руды составляют 40 % от объема рудного тела. На 01.01.1999 г. поставлены на учет запасы руды по категориям C_1+C_2 в количестве 5,307 млн т при содержании Cr_2O_3 – 25,82 %, прогнозные ресурсы категории P_1 – 3,3 млн т [Чашин, 2000; Недра..., 2003]. Минеральный состав руд одинаков для всех рудных горизонтов. Хромит в руде содержится в количестве от 30 до 90 %. Текстура руд вкрапленная, массивная, редко полосчатая. Разработана схема обогащения руд с извлечением концентрата, содержащего Cr_2O_3 45–48 %, пригодного для получения высококачественных огнеупоров. В рудах горизонта Cr_1 установлены содержания Pt – 0,025–0,1 г/т, Pd – 0,02–0,12.

Наиболее значительное хромитовое оруденение Карелии связано с расслоенным Бураковским сумийским перидотит-пироксенит-габброноритовым массивом. Крупное месторождение *Аганозерское* (188) расположено в южной части Аганозерского блока Бураковского массива. Главный хромитовый горизонт (ГХГ) приурочен к границе перидотитовой и клинопироксенитовой зон расслоенной интрузии. Он

образует мульдобразную залежь пластовой формы с падением крыльев под углами 15–50°. ГХГ вытянут в меридиональном направлении на 8 км и ширину 1,5–3 км, выдержан по падению и простиранию, выклинивается только в восточном направлении, расщепляясь на серию пластов, разделенных прослоями ультрамафитов. Максимальная глубина залегания ГХГ – 670 м, мощность от 1,4 до 5,4, в среднем 2,5 м при бортовых содержаниях Cr_2O_3 – 5 и 10 %. В подошве ГХГ залегают серпентинизированные пойкилитовые перидотиты-верлиты, в кровле он перекрывается оливиновыми пироксенитами и верлитами. Между рудами и вмещающими породами наблюдаются постепенные переходы. Рудами являются средне-крупнозернистые оливин-пироксен-хромшпинелидовые породы кумулятивного сложения с переменным содержанием минералов. Второстепенные минералы руд представлены ортопироксеном, основным плагиоклазом, амфиболом, аксессуарные – пиритом, халькопиритом, пентландитом, платиноидами, вторичные – серпентином, карбонатами, тальком, магнетитом. Выделяются две генерации хромшпинелида. Концентрация хромшпинелида составляет 30–50 % в верхней части рудного пласта, увеличиваясь к подошве до 50–70 %. Текстуры руд сетчато-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, ритмические, в кровле и подошве – полосчатые. Химический состав руд: Cr_2O_3 – 24,08, SiO_2 – 21,88, Al_2O_3 – 5,3, FeO – 16,61, CaO – 3,73, $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 1,49 %. С хромитовыми рудами связана сопутствующая бедная благороднометалльная минерализация сингенетического типа (суммарное содержание платины и платиноидов составляет 1,23 г/т, платина преобладает, содержание золота до 4,5 г/т).

В результате лабораторно-технических исследований разработана принципиальная магнито-гравитационная схема обогащения руд. Получен концентрат с содержанием Cr_2O_3 – 48,15, FeO – 27, Al_2O_3 – 10 % при извлечении окиси хрома 70 %. Концентрат удовлетворяет требованиям химической промышленности. Сырые хромитовые руды можно использовать в промышленности огнеупоров как добавку и как концентрат в производстве феррохрома. На месторождении выявлены запасы по категории C_2 (на участке северо-восточного крыла рудной залежи) 8,39 млн т (до глубины 100 м), P_1 – 209,1 млн т. По основным параметрам рудного тела, вещественному составу, запасам и прогнозным ресурсам Аганозерское месторождение можно рассматривать как крупное. Вне главного хромитового горизонта в перидотитах Аганозерского блока выявлен ряд проявлений хромитовых руд, близких по составу и строению к рудам месторождения.

Цветные металлы

Никель. Никелевые и медно-никелевые руды, нередко сопровождающиеся благороднометалльной минерализацией, являются одним из важнейших полезных ископаемых Карело-Кольского региона. Большая часть промышленных месторождений располагается в пределах Кольского п-ова.

Месторождения и проявления сульфидных медно-никелевых руд генетически связаны с комплексами основных-ультраосновных пород: габбро-верлитовым, гипербазитовым, перидотит-пироксенит-габброноритовым расслоенных интрузий, клинопироксенит-верлитовым, лерцолит-вебстерит-габброноритовым и вебстерит-габброноритовым.

Большая часть месторождений сконцентрирована в Печенгско-Аллареченском РУ. Они генетически связаны с массивами рудоносных габбро-верлитов, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород ждановской свиты. Рудные тела приурочены к лежащему боку массивов и контролируются тектоническими зонами близширотного простираия. Руды этих месторождений являются сырьевой базой комбината «Печенганикель» (пос. Никель), поставки файнштейна частично осуществляются на металлургический завод комбината «Североникель» (г. Мончегорск).

Месторождение *Каула* (3) (рис. 49) разрабатывается с 1945 г. и к настоящему времени практически отработано. Выявлены два рудных тела мощностью 20 и 8 м, длиной 600 и 200 м. Руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава, содержание никеля 2,6, меди 1,4 %. Руды брекчиевые, массивные и богатые вкрапленные. Запасы никеля на момент начала разработки по категориям $A + B + C_1$ составляли 380 тыс. т. Остаток на 1.01.1993 г. 2,0 тыс. т никеля.

К востоку от горы Каула находится месторождение *Комсельваара-Каммикиви* (2). Оруденение приурочено к тектонической зоне, проходящей вдоль лежащего бока массива габбро-верлитов. Отрабатываются два основных рудных тела мощностью 20 и 10 м, длиной 1500 и 540 м, представленных брекчиевыми, массивными и вкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержание никеля в рудах 1,2, меди 0,65 %. Месторождение разрабатывается с 1951 г. Запасы никеля на 1.01.1966 г. по категориям $A + B + C_1$ – 360 тыс. т. На 1.01.1993 г. – 273 тыс. т [Недра..., 2003].

Месторождение *Семилетка* (1) на северном склоне горы Западная Ортоайви связано с тремя массивами габбро-верлитов, расположенных ярусами. Рудные линзы длиной 100–200 м сложены брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава при содержании никеля 0,8, меди – 0,4 %. Месторождение разрабатывается с 1966 г. Запасы никеля, утвержденные на 1.01.1966 г., по категориям $A + B + C$ составили 139 тыс. т.

В восточной части Печенгского рудного поля находится месторождение *Заполярное* (5), представленное основным рудным телом мощностью 7 м, длиной около 1000 м, локализованным в тектонической зоне вдоль контакта ждановской свиты и metabазальтов заполярнинской свиты и рядом более мелких рудных тел. Главное рудное тело сложено брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и густовкрапленными рудами халькопирит-пентландит-пирротинового состава при среднем содержании никеля 2, меди 1,1 %. Запасы на 1.01.1993 г. по категориям $A + B + C_1$ – 256 тыс. т. Месторождение разрабатывается с 1975 г. [Недра..., 2003].

Месторождение *Ждановское* (4) (рис. 50) расположено к юго-востоку от месторождения Заполярное и представлено семью взаимосвязанными рудными телами пластовой и линзообразной формы, залегающими в приподошвенной части массивов габбро-верлитов. Брекчиевые и сплошные руды локализованы в тектонической зоне, но основная масса руд – вкрапленные, приурочены к верлитам лежащего бока массива. Руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава в среднем содержат 0,6 % никеля и 0,25 % меди. Месторождение разрабатывается с 1959 г.

В южной части Печенгско-Аллареченского РУ рудоносными являются массивы гипербазитов. Известно более 400 массивов гипербазитов, залегающих в гнейсах и амфиболитах кольского метаморфического комплекса и лопийских плагиогранитоидах,

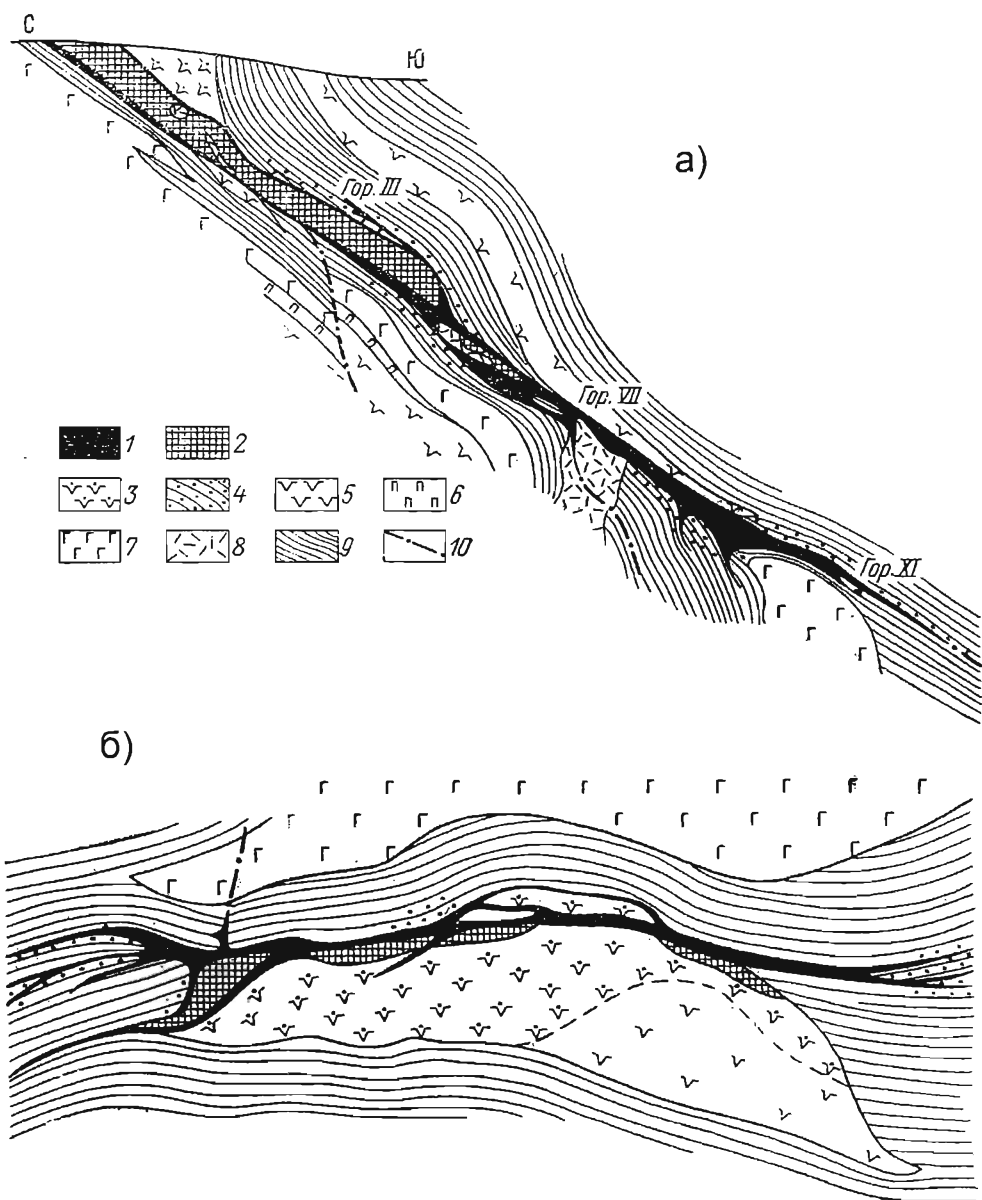


Рис. 49. Геологический разрез месторождения Каула (а) и горизонта 312 м (б)

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рядовые вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – оруденелые филлиты; 5 – серпентиниты; 6 – пироксениты; 7 – габбро; 8 – диабазы; 9 – филлиты; 10 – тектонические нарушения

реоморфизованных в карельское время. К ним приурочены два отработанных к настоящему времени малых месторождения – Аллареченское (6) и Восток (7). Размещение медно-никелевых объектов определяется не только границами ареалов развития рудоносных массивов основных-ультраосновных пород, но и расположением массивов по отношению к разрывным структурам определенных направлений. Особое значение в концентрации эндогенного оруденения вообще, в том числе и медно-никелевого, имеют сквозные широтные зоны разрывных нарушений. В них сосредоточено около 95 % рудных объектов (месторождений, проявлений, пунктов минерализации). На участках пересечения широтных рудоконтролирующих зон поперечными разломами северо-восточного направления возрастает уровень интенсивности оруденения, что зачастую соответствует положению рудных узлов.

К Мончегорскому РУ относятся три месторождения, а также многочисленные рудопроявления и пункты минерализации комплексных сульфидных медно-никелевых руд, которые относятся к формациям сульфидных медно-никелевых и сульфидных медно-никелевых платинометаллических руд. Все промышленно значимые объекты приурочены к Мончегорскому плутону раннепротерозойского возраста. Месторождение Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) (34) [Чашин, 2000] расположено в западной части Мончегорского плутона и приурочено к одноименному массиву длиной 7 и шириной от 1,2 до 2,0 км, вытянутому в северо-восточном направлении. В рудном поле месторождения НКТ широким развитием пользуются эпигенетические руды, с которыми связаны основные запасы месторождения, сингенетические руды имеют подчиненное значение и образуют донную залежь. Эпигенетические руды представлены жильными и инъекционными типами руд. В структуре рудного поля они образуют единую систему рудных тел. В вертикальном разрезе эпигенетические руды образуют три рудоносных горизонта: верхний горизонт сульфидных медно-никелевых руд, средний – сульфидных существенно медных руд, нижний – инъекционных руд существенно никелевого состава. Верхний горизонт представлен жильным полем медно-никелевых руд, которое на поверхности имеет протяженность 3800, ширину 200–400 м, глубину залегания жил 200–400 м. На поверхности жильные руды интенсивно окислены, мощность зоны окисления 5–150 м. Минеральный состав руд (%): пирротин (60–85), пентландит (10–15), халькопирит (10–30), магнетит (5–10 до 70), пирит (0–3), основными полезными компонентами являются никель, медь, кобальт, сопутствующие – ЭПГ, Au, Se и Te. Верхний рудоносный горизонт разрабатывался с 1937 по 1971 г. Содержание полезных компонентов в добытых рудах составляет: Cu – 3,05, Co – 0,19 %, Pd – 6,73, Pt – 1,42, Au – 0,02, Se – 28, Rh – 0,21, Ir – 0,031 г/т.

Средний рудоносный горизонт представлен жильным полем существенно медных халькопирит-пирротиновых руд. Жилы установлены в северной и центральной частях рудного поля. Вертикальная мощность зоны халькопирит-пирротинового оруденения не превышает 150–200 м. Локализуются жилы в плагиоклазовых гарцбургитах, пространственно тяготея к телам габбро-пегматитов. В рудах установлено повышенное содержание минералов платиновой группы, представленных сперритом, брэггитом, палладистой платиной, мончеитом, котульскитом, теллуридами, теллуrowисмутитами платины и палладия. Содержания полезных компонентов в рудах

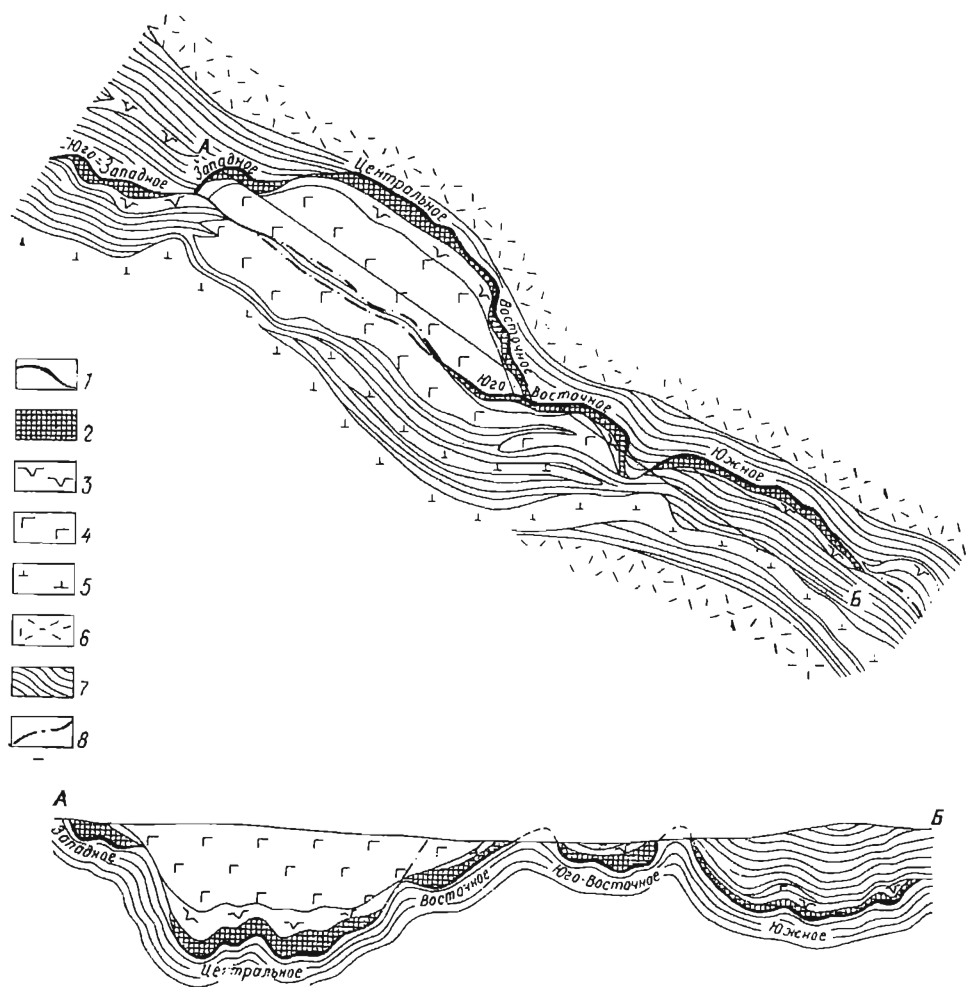


Рис. 50. Схема геологического строения Ждановского месторождения

1 – оруденелая тектоническая зона; 2 – вкрапленные медно-никелевые руды в измененных перидотитах; 3 – серпентиниты и перидотиты; 4 – габбро; 5 – габбро-диабазы; 6 – эффузивные диабазы; 7 – филлиты и песчаники; 8 – тектонические нарушения

составляют: 0,04–2,13 % Ni, 0,53–29,3 % Cu, 4–78 г/т Pt+Pd, до 8,4 г/т Au и до 175 г/т Ag (средние содержания Ni 0,45, Cu 6,53, Co 0,016 %, Pt 4, Pd 23, Se 30, Te 50, Au 1 г/т). Ресурсы платино-медного оруденения по категории P₁ составляют: Ni 100, Cu 700 тыс. т, сумма ЭПГ 210 т при средних содержаниях Ni 1, Cu 7 %, Pt+Pd – 21 г/т.

Нижний рудоносный горизонт представлен инъекционными существенно никелевыми гнездово-прожилковыми рудами. Прогнозные ресурсы оценены в 8492 тыс. т руды, 46,7 тыс. т никеля при содержании 0,55 %, 21,3 тыс. т меди при содержании 0,25 % и 1840 т кобальта при содержании 0,022 %. Сингенетическое оруденение представлено так называемой «донной залежью» НКТ, расположенной в приподошвенной части массива в виде пластового тела. Запасы месторождения НКТ сняты с учета государственного баланса в 1971 г. в связи с нерентабельностью их отработки и закрытием рудника.

Месторождение *Сопчуайвенч* (34) приурочено к центральной части Мончегорского плутона. Оно состоит из трех рудоносных уровней: верхнего – «висячих» залежей сингенетических вкрапленных руд, среднего – жильных эпигенетических руд и нижнего – «донной» залежи сингенетических вкрапленных руд. Верхний рудоносный уровень имеет форму пластообразного тела мощностью от 2,5 до 10 м. Средний рудоносный горизонт представлен жильным полем сульфидных руд, которое расположено в надмульдовой части массива. Кроме основных рудных минералов в рудах отмечаются молибденит, сфалерит, теллуриды и висмутиды платины, палладия, никеля, серебра и золота. Средние содержания полезных компонентов в жильных рудах составляют: Ni 3,7, Cu 2,7, Co 0,16, Se 0,00176, Te 0,00169 %, Pt 0,91, Pd 6,3, Au 0,32, Ag 8,2 г/т. Нижний рудоносный уровень представлен «донной» залежью бедных вкрапленных руд. Оруденение представлено сульфидной вкрапленностью в количестве от 4–5 до 7–8 % при среднем содержании никеля 0,38, меди 0,28, кобальта 0,12 %. На 1.01.2000 г. на государственном балансе по месторождению Сопчуайвенч числятся суммарные запасы забалансовых руд в количестве 131 848, Ni 432,9 тыс. т при содержании 0,33 %, Cu 221,9 тыс. т при содержании 0,17 %, Co 16 033 т при содержании 0,012 %. Месторождение относится к государственному резерву.

Месторождение *Нюдуайвенч* (35) приурочено к массиву Нюд-Поаз, являющемуся восточной краевой частью Мончегорского плутона и сложенному норитами и габброноритами [Чашин, 2000]. Содержание полезных компонентов в рудах низкое, в среднем для никеля 0,2–0,3 %. В связи с незначительными запасами разработка месторождения считается нерентабельной, месторождение законсервировано, суммарные запасы руд составляют 13 456 тыс. т руды, 31,7 тыс. т никеля и 26,7 тыс. т меди.

Рудопроявление никеля, золота и меди в *Золотопорожском* месторождении (166) в Каменноозерской зеленокаменной структуре является примером комплексного полигенного и полихронного оруденения [Кулешевич, 1996]. На этом рудопроявлении наиболее ранними являются колчеданные (пиритовые) руды, образующие пластовую залежь с 10–60 %-ным содержанием сульфидов. Мощность наиболее богатых руд составляет 5–40 м. Рудная залежь прорвана ультрабазитами и габброидами и

смята в S-образную складку, осложненную северо-западными и субширотными тектоническими нарушениями. Пиритовые руды метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты, участками раздроблены. В замковых частях складок образуются линзы более поздних пирротин-пентландитовых и миллерит-пиритовых медно-никелевых руд.

Молибден. На территории Карелии известны два малых (по утвержденным запасам) месторождения лопийского возраста – *Лобаш* (131) и *Ялонварское* (171). Первое расположено в западном обрамлении Лехтинской протерозойской структуры. Оно приурочено к субмеридиональной тектонической зоне и локализовано в лопийских метавулканитах верхнего архея основного и среднего состава в апикальной части интрузии гранитоидов. Лобашский массив сложен порфировидными биотитовыми гранитами с порфировыми фациями в апикальной части [Иванников и др., 1995]. Молибденовое оруденение локализовано главным образом в надинтрузивной экзоконтактовой зоне гранит-порфирового штока среди диабазов и вулканитов среднего и умеренно-кислого состава. Месторождение представляет собой крупный штокверк со сложным внутренним строением, образующий в целом пластообразную залежь, которая почти точно повторяет конфигурацию кровли гранитной интрузии. Протяженность залежи по простиранию составляет более 2 км, ее ширина 500–700 м, мощность до 200 м в осевой части. Нижняя граница залежи обычно совпадает с кровлей гранитной интрузии, расположенной глубже 140 м.

Молибденовое и сопутствующее оруденения представлены сульфидным прожилково-вкрапленным типом в области интенсивного окварцевания вмещающих пород. Собственно молибденовые руды представлены двумя типами: штокверковым (90 %) и жильным (10 %). Главный рудный минерал молибденит приурочен к залбандам кварцевых прожилков, где образует оторочки, цепочки и мелкую гнездовую вкрапленность в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Из других рудных минералов в молибденовых рудах отмечается пирротин, образующий мощную зону рассеянной минерализации по периферии рудного тела, сфалерит, галенит, спорадически встречаются шеелит, борнит, самородный висмут и другие минералы. Помимо молибдена, в рудах присутствуют Cu (0,01–1, среднее 0,03 %), W (0,001–0,1, среднее 0,01 %), Zn (до 0,3 %), Pb (до 0,3 %), Bi (до 0,03 %), Ag (до 30 г/т).

Все природные разновидности руд легкообогатимы и относятся к единому технологическому типу. Из них возможно получение первосортного флотационного молибденового концентрата с содержанием 48,0–52,3 % молибдена при извлечении 86–92 %. Руды являются также высококонтрастными и успешно предварительно обогащаются рентгено-радиометрическими методами. Балансовые запасы по состоянию на 01.01.2000 г. составляют по категориям A+B+C₁ руды 5640 тыс. т, молибдена – 12800 т, по категории C₂ руды 121436 тыс. т, молибдена 71200 т.

Ялонварское месторождение приурочено к одноименной зеленокаменной структуре, которая входит в архейский зеленокаменный пояс Ялонвара–Иломанси–Тулос, примыкающий к зоне сочленения Ладожского и Карельского геоблоков.

Молибденовые руды Ялонварского месторождения относятся к бедным с неравномерным содержанием молибдена от тысячных до десятых долей процента, в среднем 0,03–0,04 %. Суммарные запасы молибдена по северо-восточному участку мес-

торожения составляют 1,8 тыс. т по категории C_2 при среднем содержании 0,032. Руды юго-западного участка беднее, содержание молибдена по категории C_2 составляет 1,48 тыс. т. Месторождение на балансе не числится.

Непромышленные молибденовые рудные объекты Ялонварского рудного поля требуют дальнейшего изучения и, возможно, переоценки как перспективные на комплексное благороднометалльное оруденение.

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация в Карело-Кольском регионе представлена очень ограниченно. Наибольшее число проявлений сосредоточено в Северном Приладжье, где они связаны с метасоматитами скарноидной ассоциации с характерными минеральными типами: сульфидно-шеелитовым, шеелитовым и флюорит-шеелитовым. Проявления вольфрама в настоящее время не представляют промышленного интереса из-за малых размеров.

Олово. Все месторождения олова сконцентрированы на территории Карелии в Северо-Ладжском РУ. Главным типом рудных объектов являются скарновые месторождения с комплексным оловянным, полиметаллическим, медным и железным оруденением. Значимый интерес представляет также флюоритовая минерализация.

Выделяются две группы месторождений олова: скарновая – Кительское (197) и Питкярантское (199) месторождения и скарново-грейзеновая группа, к которой относятся месторождения Хопунварского рудного поля. Кительское месторождение – единственное из всех в Питкярантском рудном узле имеет балансовые запасы олова и цинка. Запасы руды составляют по категориям $A+B+C_1$ – 1064 тыс. т, олово – 5930 т, цинк – 2,5 тыс. т, по категории C_2 – руды – 130 тыс. т, олово – 456 т, цинк – 3,2 тыс. т.

Редкие металлы

Основные месторождения и проявления редких металлов расположены на Кольском п-ове и связаны с формацией редкометалльных пегматитов.

Бериллий. Бериллий входит в состав комплексных руд *Колмозерского* месторождения (57), а также присутствует в ряде редкометалльных рудопроявлений. Главным рудным минералом является берилл, встречаются также чардоит и гадолинит.

Литий. Высококачественное месторождение литиевых руд *Полмостундровское* (21) связано с серией альбит-сподуменовых пегматитовых жил мощностью 30–40 и длиной от 300 до 3000 м. Всячий бок и центральная часть жил сложены кварц-сподуменовым пегматитом, лежащий бок – кварц-микроклиновым, часто без видимого редкометалльного оруденения. Главные рудные минералы – сподумен, берилл. Содержание окиси лития 1,2–1,4, бериллия – 0,03 %.

Комплексное оруденение месторождения горы *Васин-Мыльк* (19) приурочено к телу микроклин-альбитовых со сподуменом пегматитов; средняя мощность тела 4,5, длина 650 м. Среднее содержание (%): окиси лития 0,7–0,9; цезия – 0,34; рубидия – 0,7.

Колмозерское редкометалльно-литиевое месторождение (57) является крупнейшим по запасам лития в России [Недра..., 2003; Государственная..., 2004]. В пределах Колмозерского месторождения выявлено 11 пегматитовых жил, расположенных кулисообразно и приуроченных к трещинам скалывания в габбро-анортозитах массива Патчемварек. Морфологически жилы представляют собой хорошо выдержанные пластообразные и линзообразные тела длиной от 500 до 2800 и мощностью от 1–2

до 70 м, постепенно выклинивающиеся с глубиной. В настоящее время Колмозерское месторождение разведано до глубины 550 м. Жилы характеризуются сравнительно однородным и довольно простым минералогическим составом. Обычно они состоят (%) из кварца (25–40), микроклина (10–30), сподумена (15–20), альбита (20–30) и мусковита (1–5). Из минералов-примесей встречаются апатит, гранат, спессартин, берилл, танталит-колумбит, фосфаты марганца и железа, сульфиды и другие минералы. Сподумен присутствует в виде вытянутых уплощенных кристаллов размером от нескольких миллиметров до 1 м и более. Содержание Li_2O 5,5–6,5 %. Берилл в основном мелкокристаллический с преобладанием зерен размером 0,5–2 мм. Содержание BeO в бериллах 11–13 %. Среднее содержание Li_2O по 11 жилам, вошедшим в подсчет запасов, составляет 5,04, BeO 0,036, Na_2O 0,011 и Ta_2O_5 0,009 %.

По Колмозерскому месторождению в ГКЗ утверждены запасы Li_2O по категориям А+В+С₁. Запасы попутных компонентов подсчитаны в контурах утвержденных запасов сподуменовых руд. Утверждены также запасы Ta_2O_5 и BeO .

Ниобий, тантал, редкоземельные элементы иттриевой и цериевой групп. Проявление комплексных редкометалльных руд горы Охмыльк (18) расположено на водоразделе рек Лунь и Мудайок. Оруденение связано с пятью микроклин-альбитовыми жилами со сподуменом; длина жил 100–150 при мощности 5–10 м. Оруденение приурочено к центральным частям жил, сложенным блоковым микроклином до 2–3 м в поперечнике и гнездообразными скоплениями кварца. Главные рудные минералы – танталит-колумбит, сподумен, поллуцит, лепидолит. Содержание (%): Ta_2O_5 0,12, Rb_2O 0,2, Cs_2O 0,08, Li_2O 0,5 [Государственная..., 2004].

Благородные металлы

Золото. В Карело-Кольском регионе известны два малых месторождения золота: *Майское* (90) и *Педролампи* (151), многочисленные рудопроявления и пункты минерализации [Недра..., 2003]. Все рудные объекты приурочены к архейским зеленокаменным поясам и раннепротерозойским прогибам. Выделяются син- и эпигенетические проявления золота.

Сингенетическое золото содержится в надкларковых количествах в комплексных медно-никелевых рудах Мончегорской группы месторождений и извлекалось при разработке месторождения НКТ, а также в расслоенных интрузиях Панско-Федоровых Тундр, Олангского комплекса, Бураковско-Аганозерского массива (разделы «Никель» и «Платина и элементы платиновой группы»).

Эпигенетическое оруденение золота наблюдается в зеленокаменных поясах, в центральной части Беломорского метаморфического пояса и в протерозойских осадочно-вулканогенных прогибах. Оно связано с разнообразными и разновозрастными метасоматитами и относится к золото-сульфидной, золото-кварцево-сульфидной и малосульфидной золото-кварцевой рудным формациям.

На Кольском п-ове рудопроявления золота наиболее хорошо изучены в Колмозеро-Воронинской зеленокаменной структуре. Они относятся к сульфидной золото-кварцевой формации. Проявление *Оленийское* (17) на северо-западе хр. Олений приурочено к тектонической зоне в метабазах оленийской свиты, в которой разви-

ты процессы актинолитизации и окварцевания. Окварцевание сопровождается вкрапленностью сульфидов (5–30 %), с которыми связано золото. Длина зоны 1500 при ширине 50 м. Рудные тела-линзы мощностью 1,8–3,5, длиной 20–55 м. Главные рудные минералы – пирротин, арсенопирит; в меньшем количестве – халькопирит, сфалерит, галенит. Содержание золота в рудных линзах 1,5–7 г/т.

Значительная часть самостоятельных золоторудных объектов связана с метасоматитами в Имандра-Варзугской структуре по породам осадочно-вулканогенного разреза карелия. Однако они недостаточно изучены, и большая часть проявлений и пунктов минерализации золота не получила достоверной оценки.

Рудопроявления *Новый Таловейс* (128) и *Берендей* (129) выявлены в Костомукшской структуре. Первое из них пространственно приурочено к небольшой (600–800 м) порфировой интрузии гранодиоритов-тоналитов с возрастом 2710–2720 млн лет [Фурман, 1995]. Оруденение относится к золото-сульфидно-кварцевому типу и носит прожилковый и прожилково-вкрапленный характер. Основная масса золота сосредоточена в кварцевых жилах мощностью от 5–10 до 50 см. Золото в жилах самородное, мелкое и крупное с пробностью 950–960; его содержание от 1 до 250, в среднем 4,6 г/т. Сопутствующие минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, теллуридами, арсенопиритом, висмутином, шеелитом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом.

Рудопроявление Берендей расположено в южной части структуры в зоне того же разлома, что контролирует проявление Таловейс. Золоторудная минерализация локализована в измененных метавулканитах коматиит-базальтового состава. Около-рудные изменения – биотитизация, карбонатизация, серицитизация, окварцевание, сульфидизация. Рудные тела имеют мощность 0,7–6 м и прослежены по простиранию до 800 м. Руды кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типа с содержанием золота от 0,86 до 13,6, в среднем около 5 г/т. Золото сопровождается шеелитовой минерализацией, развиты арсенопирит, минералы висмута.

Рудопроявление Хюрсюльское (204) локализовано в тектонической зоне северо-западного простирания, прослеженной на 1 км в породах Хюрсюльского массива. Установлена следующая метасоматическая зональность от центра зоны к ее периферии: 1 – амфибол-кварцевые метасоматиты с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом; 2 – кордиерит-биотит-мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты; 3 – магнетит-эпидот-тремолит-карбонатные метасоматиты; 4 – биотит-карбонат-актинолитовые метасоматиты; 5 – хлоритовые метасоматиты с прожилково-вкрапленными пирит-халькопиритовой и золоторудной минерализацией (Au 1–6 г/т.). В пределах рудной зоны содержание золота варьирует от 1 до 56 г/т.

В Рыбозерской, Шилосской, Кумбуксинской структурах рудные концентрации золота связаны с метасоматитами полнопроявленного пропилит-березит-лиственитового ряда (ассоциации элементов спутников Co–Cu; Cu–Pb–Zn; Ni–Cu). Рудопроявление золота Рыбозерское (161) локализовано в лопийской толще коматиитов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава с линзами магнетитовых и колчеданных руд, которая прорывается дайками плагиопорфиров и интрузией габбропироксенитов. Породы сжаты в узкую складку и сильно рассланцованы. Широкое развитие метасоматитов березит-лиственитового ряда сопровождается пере-

отложением колчеданных руд, развитием вкрапленности пирита поздних генераций и обогащением золотом (0,1–28 г/т). Золото как самородное, так и в виде включений в пирите ассоциирует с полиметаллами, теллуридами, блеклыми рудами. В западной части рудопроявления совместно с золотом присутствуют платина и платиноиды (до 1,3 г/т).

Сходное геологическое положение имеют многие проявления золота в Восточной Карелии, для которых типична ассоциация золота с никелем и медью, поскольку их формирование связано с процессами метасоматоза по разнообразным породам – от кислых до ультраосновных (рудопроявления Хижозерское (144), Костеница (169), р. Волошова (193) и др.). По этой же причине золото является сопутствующим элементом на многих объектах медно-никелевых руд.

В протерозойских трогихах Карелии наряду с сингенетическими (вулканогенно-осадочными) концентрациями золота широко развиты рудоносные метасоматические образования. К ним относится наибольшее число золоторудных объектов. Оруденение локализовано в зональных телах метасоматитов пропилит-березитового ряда, особенно в хлоритовых пропилитах, в березитах и связанных с ними сульфидных рудах, а также в ураноносных альбититах. Характерные ассоциации элементов-спутников золота представлены U, Cu–Ag–Mo, Cu–Pb–Zn.

Месторождение *Майское* (90) расположено в пределах Куола-Панаярвинской вулканогенно-осадочной структуры, в 3 км южнее оз. Хосиярви. Рудные концентрации золота приурочены к зоне окварцевания с сульфидной минерализацией. Максимальные концентрации золота связаны с многочисленными кварцевыми жилами в метабазах. Мощность жил колеблется от 0,5 до 5–6 м, они группируются в две линейные зоны, прослеженные по простиранию на 2,5 и 3,8 км соответственно. В первой из них среднее содержание Au составляет 12,9, во второй – 4,2 г/т (в контурах подсчета запасов) при крайне неравномерном распределении – от следов до сотен г/т. Кварц представлен двумя генерациями: I – крупно- и среднекристаллический, молочно-белый, буроватый, сульфидная минерализация и видимое золото связаны со II генерацией, представленной средне-мелкокристаллическим, гранулированным, пестрых окрасок кварцем. По вмещающим метабазам развиты карбонатные, кварц-альбит-хлоритовые, хлорит-кварц-серицитовые, актинолит-хлорит-карбонатные метасоматиты. Балансовые запасы по категории C₂ составляют 16,35 тыс. т руды и 121,74 кг золота.

Месторождение *Педролампи* (151) находится в северо-западной части Онежского прогиба. Оно локализовано в зоне контакта кислых метавулканитов бергаульской свиты лопия и кварцито-песчаников и метабазитов янгозерской свиты ятулия. Все породы интенсивно рассланцованы и катаклазированы в узле пересечения разломов север-северо-восточного и северо-западного простирания. Оруденение локализовано в зоне тектонического контакта архейских и протерозойских пород. По составу преобладают рудовмещающие кварц-мусковитовые, мусковит-хлоритовые и пирит-кварц-карбонатные породы. Крутопадающая зона меридионального простирания имеет мощность 40–50 м при протяженности не менее 250 м, прослежена до глубины 250–300 м. Рудные концентрации золота связаны с карбонат-кварц-турмалин-пиритовой ассоциацией с крупнокристаллическим (до 3–4 см) пиритом. Содержание золота до 10–40 г/т.

В Лехтинском протерозойском прогибе известны более 5 рудопроявлений и многочисленные пункты минерализации золота. Все они приурочены к зонам разрывных нарушений в северо-восточном и юго-западном крыльях прогиба и связаны с низкотемпературными метасоматитами.

Таким образом, крупных и средних месторождений золота в Карело-Кольском регионе пока не выявлено. Целый ряд перспективных рудопроявлений оценен недостаточно. Геологическая ситуация не позволяет прогнозировать крупные месторождения. Тем не менее, средние и мелкие месторождения в Имандра-Варзугской и Куола-Выгозерской структурно-металлогенических зонах, а также в вернеархейских зеленокаменных структурах весьма вероятны, и их выявление – одна из важных задач дальнейших исследований.

Платина и элементы платиновой группы (ЭПГ). Многочисленные проявления платиновой минерализации сосредоточены на Кольском п-ове в расслоенных интрузиях перидотитов-габброноритов Мончегорского плутона, Панско-Федоровских тундр, в интрузиях Олангского комплекса и массивах Куземского комплекса Беломорья. Рудные концентрации ЭПГ известны в ассоциации с никелевыми и медно-никелевыми рудами. Гораздо реже распространены самостоятельные рудные объекты платины и палладия (в большинстве случаев это пункты минерализации). В Мончегорском рудном узле повышенные содержания ЭПГ (платины, палладия, родия, рутения) установлены в месторождениях сульфидных медно-никелевых руд НКТ, Сопчуайвенч, Ньюдауйвенч во всех типах руд и варьируют от 0,6 до 22 г/т.

Благородные металлы, в том числе и платиноиды, извлекались из руд при разработке медно-никелевых жил НКТ. Высокие содержания платиноидов (до 78 г/т Pt+Pd) в существенно медных жилах НКТ известны со времен освоения месторождения, однако извлечение их считалось нерентабельным. В последнее время перспективность медных руд НКТ пересмотрена, на них ведутся поисковые работы комбинатом АО «Североникель». Ресурсы ЭПГ оценены в 210 т по категории P_1 при среднем содержании суммы ЭПГ 21 г/т.

В зоне юго-восточного контакта Мончегорского плутона в габброноритах установлен малосульфидный тип платинометалльного оруденения, представленный котульскитом, меренскитом, сперрилитом, холингвортитом, платарситом, ирарситом, платиновым герсдорфитом, электрумом в ассоциации с вкрапленным сульфидным оруденением. Содержание сульфидов от 1–3 до 10 %. Содержание платины достигает 1,07, палладия – 6,29 г/т при соотношении Pt/Pd 1/5,5. Оруденение тяготеет к горизонтам габброноритов с обособлениями плагиоклазитов.

Малосульфидное платинометалльное оруденение установлено также в северо-восточной части массива. Рудопроявления и пункты минерализации группируются в зону протяженностью более 10 км, для которой определены прогнозные ресурсы категорий P_2+P_3 , составляющие 100 т платины, 50 тыс. т никеля. Содержание платиноидов 1–4, в отдельных пробах до 7, золота до 0,6 г/т.

Малосульфидное платинометалльное оруденение установлено на различных уровнях разреза *Панской* и *Федоровотундровской* интрузий. Обычно оно приурочено к зонам тонкого ритмичного переслаивания различных разновидностей пород. Платинометалльное оруденение вблизи (первые сотни метров в плане и разрезе) верх-

него расслоенного горизонта Панской интрузии установлено на южном склоне горы Каменник в 2 км к юго-западу от его вершины, в комплексе мезократовых габброноритов с прослоями габбро. Бедная вкрапленность кубанит-пирротин-халькопиритового состава прослеживается по простиранию в субширотном направлении на 100–300 м. Содержания палладия достигают 43, серебра – 5 г/т. В нижней краевой части массива на северо-западном склоне горы Каменник установлены меланократовые нориты и плагиопироксениты с бедной пентландит-халькопирит-пирротин-пиритовой вкрапленностью, содержащие до 1 г/т платиноидов, 0,05–0,08 % никеля, 0,05–0,06 % меди.

По разрезу Федоровотундровской интрузии в такситовых норитах и габброноритах краевой зоны, а также в вышележащих расслоенных породах норитовой и габброноритовой зон сульфидная минерализация находится в рассеянном состоянии и в виде обогащенных сульфидами линз. Протяженность сульфидоносной зоны в пределах Федоровотундровской интрузии превышает 10 км, а ее ширина в плане достигает 1 км. Содержание ЭПГ составляет десятые-сотые доли г/т и более (рудопоявление Малый Ихтегипахк (51).

В габброноритах восточной части массива Пахкварака этой же группы интрузий (рудопоявление Пахкварака) повсеместно содержится сульфидная вкрапленность с сопутствующей платино-палладиевой минерализацией. Более высокие концентрации минералов платиновой группы (5,5–6,5 г/т) в северной части участка находятся на глубине 4,0–48,4 м от поверхности. Протяженность сульфидоносных пород в норитовой зоне более 10 км, а ширина в плане – 0,5 км. Мощность оруденелых норитов достигает 200 м. Содержание платины достигает 3,65, палладия – до 20 г/т. Отношение Pt/Pd колеблется от 2,0 до 35,6.

Эпигенетический тип Pt-Pd-минерализации, характерный для массивов Панско-Федоровых Тундр, локализован в зонах метасоматической переработки северо-восточного простирания по интрузивным породам, где обнаруживаются высокие концентрации ЭПГ (до 600 г/т). Метасоматиты по перидотитам представлены тремолитовыми, тальковыми и, тремолит- и тальк-актинолит-хлоритовыми пропилитами, по пироксенитам и габброноритам в большей степени проявлены амфибол-хлоритовые, биотитовые, эпидотовые пропилиты. Сульфидная минерализация представлена пиритом и пирротинном. Этот тип руд характерен для всех комплексных рудопоявлений Панско-Федоровотундровского потенциального рудного узла.

С Олангским перидотит-пироксенит-габброноритовым комплексом расслоенных массивов связана группа рудопоявлений ЭПГ (Западное [Недра..., 2003], Надежда, Восточное (93), Кивакка (94)). Рудопоявление Надежда приурочено к пластовому телу габброноритов массива Луккулайсвара. Здесь установлены три рудных крутопадающих тела пластообразной формы субширотного простирания длиной от 100 до 615, мощностью 0,4–2,3 м. Минеральный тип оруденения – пентландит-халькопирит-пирротинный с золотом и платиноидами. Содержания рудных компонентов: Pt 0,68–3,22, Pd 4,03–14,1, Rh до 0,027, Au 0,02–0,52 г/т, Ni 0,13–0,44, Cu 0,25–0,77, Co 0,004–0,01 %. Породы верхнего (северного) экзоконтакта образуют зону повышенных концентраций платиноидов небольшой мощности и протяженности с содержаниями около 1,5–2,0 г/т. Зона максимальной концентрации платиновых метал-

лов (до 20 г/т) приурочена к нижнему эндо-экзоконтакту микрогабброноритов и характеризуется неравномерным распределением оруденелых и безрудных участков. Высокие концентрации платиноидов (до 20 г/т) наблюдаются в шлировом медно-никелевом оруденении пегматоидных плагиопироксенитов.

Многочисленные проявления платиновой минерализации сосредоточены в Восточном Прионежье – в Бураковско-Аганозерском расслоенном плутоне перидотитов-габброноритов, в Онежской структуре – как сопутствующая минерализация в месторождениях ванадий-урановых руд и в титаномagnetитовых рудах в силлах габбро-долеритов (Пудожгорское (186) и Койкарское месторождения (176)), и в Каменноозерской архейской зеленокаменной структуре, где они находятся совместно с медно-никелевыми рудами.

Наиболее реальные перспективы связаны с расслоенными интрузиями перидотит-габброноритов, где установлены многочисленные рудопроявления платины и палладия. В *Бураковско-Аганозерской интрузии* выделено 6 зон сингенетической платиноидной минерализации – три из них связаны с зонами малосульфидной минерализации, две бессульфидные приурочены к горизонтам такситовых пород на участках контрастной ритмичности и одна к горизонтам хромитовых руд. Платино-металльное оруденение отмечено в зонах малосульфидной минерализации (1–3 % халькопирита, пентландита, пирротина) на двух уровнях в клинопироксенитах и на одном в габброноритах. Содержание платиноидов 1–6 г/т, палладий преобладает над платиной. Этот тип оруденения представлен линзообразными залежами мощностью 1–3 м.

В ванадиевых месторождениях *Онежского рудного узла* содержания платиноидов в карбонатно-слюдистых метасоматитах в среднем составляют 5,5 г/т при преобладании палладия. Присутствуют платина, родий и иридий, наблюдаются аномальные концентрации Au и Ag. Строение этих месторождений рассмотрено в разделе «Ванадий».

Большой интерес вызывают данные об аномальных концентрациях платиноидов стратиформного характера в шунгитовых породах Заонежья, хотя самостоятельных рудных объектов здесь не обнаружено.

Неметаллические полезные ископаемые

Химическое сырье

Пирит, пирротин (серный колчедан). Все промышленные запасы серных колчеданов сконцентрированы в зеленокаменных структурах Карелии – Надвоицко-Парандовской, Хаутаваарской, Семченской, Ялонваарской, Рыбозерской и Каменноозерской. *Парандовское* месторождение (138) приурочено к Надвоицко-Парандовской зеленокаменной структуре, которая входит в состав Хаутоварско-Выгозерского зеленокаменного пояса верхнего архея. Район месторождения сложен мелкозернистыми гранатовыми миндалекаменными амфиболитами и породами рудного горизонта. В состав последнего входят мраморизованные известняки, известковистые кварциты, кремнистые и дацитовые метатUFFиты, графитистые сланцы. Эти образования слагают опрокинутую антиклинальную складку с крутыми крыльями и пологим погружением шарнира в юго-восточном направлении.

Рудные тела залегают субсогласно с вмещающими породами разнообразного состава. Рудные залежи непосредственно контактируют с линзообразными телами кварцитов (возможно, метасоматического происхождения), мраморами, тальк-хлоритовыми, графитистыми сланцами и разнообразными порфиробластическими породами. Порфиробласты представлены преимущественно кристаллами роговой обманки, а также граната, биотита, карбоната. Основная масса пород представлена кварц-полевошпатовым агрегатом с хлоритом, карбонатом и биотитом. Размещение порфиробластических пород и сопряженных с ними метасоматитов и руд контролируется зонами рассланцевания.

Рудные залежи месторождения имеют преимущественно линзообразную форму. Иногда наблюдаются сложные по своей морфологии залежи с пережимами по простиранию, с расщепленными концами и значительными раздувами [Рыбаков, 1987]. Длина линзообразных рудных тел меняется от 50 до 500 м, мощность в среднем колеблется от 5 до 8, достигая 17 м. Рудные тела образованы массивными пиритовыми рудами, в которых наблюдаются реликты графитистых сланцев, известковистых пород и кварцитов. В графитистых сланцах встречаются первичные пиритовые руды, имеющие постепенные переходы к массивным. На флангах и в местах выклинивания рудных тел распространены более поздние пирит-пирротиновые и пирротиновые руды. Содержание пирротина в рудах достигает 80–90 %. Для пирротиновых залежей характерны реакционные текстуры и структуры замещения пиритовых руд. Формирование пирротина сопровождалось окварцеванием, серицитизацией и другими гидротермально-метасоматическими изменениями метаморфических пород. Парандовское месторождение может использоваться в качестве источника сырья для целлюлозно-бумажной и серноокислотной промышленности, имеет значительные запасы руд и близко расположено к транспортным магистралям и потенциальным потребителям. Балансовые запасы по категориям $A+B+C_1$ составляют 12 218 тыс. т руды и 4666 тыс. т серы.

Значительная часть месторождений приурочена к *Хаутоварской* структуре. Известно не менее 12 крупных рудных тел, которые кулисообразно располагаются в породах вьетуккалампиской, лоухиварской и калаярвинской свит хаутаваарской серии лопия. *Хаутоварское* месторождение (173) представлено рудной зоной длиной более 3 км и шириной от 30 до 70 м, в центре которой кулисообразно расположены два наиболее крупных рудных тела – Основная и Параллельная залежи и четыре более мелкие линзы на флангах. Длина рудных тел варьирует от 200 до 750 м, мощность крупных достигает 22 м, для мелких в среднем она составляет 3 м. Руды представлены пиритовой и пирротиновой разновидностями массивной или полосчатой текстуры. Согласно кондициям выделены богатые руды, не требующие обогащения, с содержанием серы не ниже 32 %, и бедные, нуждающиеся в обогащении, с содержанием не ниже 20 %. Главные залежи сложены богатыми рудами. Балансовые запасы руды по категориям $A+B+C_1$ – 14899, серы – 4856 тыс. т (*Хаутоварское* месторождение) и 2398 тыс. т и 828 тыс. т. (*Шуйское* месторождение). Руды пригодны для серноокислотного производства.

Минеральные удобрения

Апатит. Апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды месторождения *Гремяха-Вырмес* (10) описаны в разделе «Титан», так как основная ценность руд этого промышленного типа заключается в повышенном содержании в них титана. Проведенными технологическими испытаниями доказана возможность получения и кондиционного апатитового концентрата. На Восточном участке месторождения Гремяха-Вырмес рудные линзы мощностью в среднем 200–300 м прослежены на расстояние 18 км при содержании P_2O_5 в руде 2,95–3,14 %. Запасы P_2O_5 по категории C_1 – 30,7, ресурсы P_1 – 38,4 млн т [Государственная..., 2000]. На Западном участке месторождения рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму; мощность тел 25–100, длина 400–1800 м. Запасы P_2O_5 по категории C_2 – 33,3 млн т и ресурсы категории P_1 – 35 млн т.

Керамическое и огнеупорное сырье

Пегматиты керамические. Керамическое сырье связано с пегматитовыми образованиями. Выделяются два основных пегматит-мусковитовых рудных района: *Чупинский* и *Енский*, входящие в состав Беломорской пегматит-мусковитоносной металлогенической зоны. Первый является наиболее крупным пегматитоносным районом Европейской России и единственным промышленно-слюдоносным районом Карелии. В настоящее время в Чупинском районе Карелии известно более 2000 пегматитовых жил. Енский район является главнейшим пегматит-мусковитоносным районом Мурманской области. Большие запасы керамического сырья сконцентрированы в пегматитах Питкярантского района Северного Приладожья.

Практически все крупные пегматитовые месторождения, независимо от формационной принадлежности, являются комплексными и имеют утвержденные запасы мусковита, полевошпатового сырья и кварца. Пегматитовые жилы залегают в породах беломорского комплекса. Распределение жил неравномерное; обычно они встречаются кустами. Выделяются пластовые или пластово-секущие (преобладающие в Енском рудном районе) и секущие (почти все жилы Чупинского района). Форма жил разнообразная; встречаются крутопадающие линзы с многочисленными раздувами и пережимами, пластообразные и плоские, корытообразные залежи и др. Размеры жил колеблются от 10–20, до 300–500 м в длину при мощности от 1 до 20 м. По падению жилы, как правило, прослеживаются на 25–50 м, реже 100 м и более. Среди пегматитовых жил выделяются жилы дифференцированные и недифференцированные. В Чупинском районе наблюдаются оба типа жил, в Енском же преобладают недифференцированные.

Минералогический состав пегматитов довольно однообразен. В них присутствуют плагиоклаз, мусковит, кварц, микроклин, биотит, турмалин, апатит и гранат. Для жил Чупинского района характерно наличие в них турмалина (шерла) и редкоземельных минералов (ортит, монацит, уранинит, гуммит, циртолит). Последние встречаются в очень небольшом количестве.

К керамическим пегматитам относятся жилы, содержащие как отдельные кристаллы полевого шпата и кварца, так и их агрегаты – собственно пегматит. В данную

группу включены месторождения, ведущим полезным ископаемым в которых является полевошпатовое сырье, а кварц и мусковит добываются как сопутствующие. Всего на территории Чупинского района разведано 17 месторождений. Девять из них состоят на балансе.

Наиболее типичным и хорошо изученным месторождением кварц-полевошпатового сырья является *Хетоламбинское* (102). В пределах контура месторождения располагается 9 участков. Среди них выделяется Главная жильная зона протяженностью 6 км. Мощность зоны от 0,8 до 1,7 км. Зона объединяет более 300 дифференцированных пегматитовых жил, образующих 5 кустов, залегающих кулисообразно. Среди них выделяется 38 промышленных жил средней протяженностью от 100–150 до 500 м при мощности 10–25 м. Жилы представляют собой плитообразные и линзовидные тела с крупными апофизами.

К востоку от Главной жильной зоны на расстоянии около 3,5 км залегает пегматитоносная зона Узкое–Хетоламбино. В ее осевой части залегают наиболее крупные слабодифференцированные керамические жилы. Зона состоит из двух кустов промышленных и непромышленных жил, отстоящих друг от друга на расстояние около 200 м. Куст промышленных жил имеет протяженность около 1 км при мощности 400 м. Длина отдельных жил колеблется от 140 до 300 м, мощность 15–20 м. Минеральный состав промышленных пегматитовых жил на Хетоламбинском месторождении представлен микроклином (65–95 %), плагиоклазом (1,5–10 %), кварцем (2–11 %), мусковитом (0,1–1,5 %). Второстепенные и акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, кианит, анатаз, турмалин, гранат, ортит, монацит. Содержание основного керамического сырья-микроклина и микроклинового пегматита составляет 28–76 % от общей пегматитовой массы.

Балансовые запасы месторождения по состоянию на 01.01.99 г. составляют: по категориям $A+B+C_1$ – 1114, категории C_2 – 549 тыс. т. Попутными полезными ископаемыми на месторождении Хетоламбино являются кварц и листовой мусковит. Балансовые запасы кварца составляют: категорий $A+B+C_1$ – 34, категории C_2 – 13, забалансовые запасы – 41 тыс. т. Балансовые запасы мусковита листового: категорий $A+B+C_1$ – 306, C_2 – 353, забалансовые запасы – 3640 т. Попутно с полевошпатовым сырьем на пегматитовых месторождениях добывается кварц, являющийся сырьем для керамической и фарфорово-фаянсовой промышленности. Как правило, блоки кварца приурочены к осевым частям дифференцированных жил. По данным эксплуатационных работ ГОК'а «Карелслюда», выход кварца составляет до 10 % от объема жильной массы при среднем выходе около 5 %.

Детально разведаны на кварц *Хетоламбинское* (102), *Плотина* (106), *Тэдино* (99), *Карельское* (100) и еще четыре месторождения. Балансовые запасы по ним по состоянию на 01.01.1998 г. составляют по категориям $A+B+C_1$ – 135,748, по категории C_2 – 325,94 тыс.т. Кроме того, учтенные забалансовые запасы кварца равны 45,617 тыс. т [Корсакова, 2000].

В Енском рудном районе на балансе числятся крупные месторождения Отрадное (25), Курувара, Риколатвинское (32). Первое из них включено в государственный резерв, остальные эксплуатируются. На площади в 0,5 км² известны 122 пегматитовые жилы. Их длина колеблется от 10 до 200 м, в единичных случаях достигая

700 м; мощность 0,5–10, чаще 3 м. Жилы секущие, реже пластовые. Форма жил неправильная, с раздувами и пережимами. Пегматит плагиомикроклиновой, графической, пегматоидной и блоковой структур. Выход чистых разновидностей пегматита, не требующих обогащения, колеблется от 10–30 до 90 %, составляя в среднем по месторождению 36,3 %; остальная часть пегматита нуждается в обогащении. Чистые разности, а также обогащенный пегматит по белизне спеков являются сырьем I и II сортов, пригодным для тонкокерамической и стекольной промышленности. Химический состав чистого микроклина и микроклинового пегматита отвечает всем требованиям ГОСТ 7080-54 на тонкую керамику. Состав чистого плагиоклазового и плагиомикроклинового пегматита удовлетворяет ТУ-169-54 для стекольной промышленности. Балансовые запасы, утвержденные ГКЗ, составляют по категориям $A+B+C_1 - 18$, по категории $C_2 - 14,2$ млн т; забалансовые запасы – 8562 тыс. т.

На территории Южной Карелии имеются два промышленно значимых пегматитовых поля: Питкярантское в Ладожском блоке и Улягское в обрамлении Улягского массива гранитов рапакиви. На остальной площади встречаются отдельные кусты небольших по размерам (мощностью не более первых десятков метров) пегматитовых жил позднеархейского возраста, не имеющих промышленного значения.

Высокоглиноземистые материалы (кианит, силлиманит)

Силлиманит. Высокоглиноземистые минералы являются ценным сырьем, пригодным для изготовления силумина и огнеупорных изделий, отличающихся высокой термической стойкостью и устойчивостью против действия кислот и щелочей. Проявления силлиманита, связанные с силлиманитовыми сланцами кейвской серии, сосредоточены в Западных Кейвах. Развитые на проявлении *Белый Бычок* (53) сланцы кроме силлиманита содержат различное количество мусковита, кварца и углеродистого вещества. По простиранию они прослежены на 900 м при ширине полосы от 10 до 200 м. Содержание силлиманита колеблется от 15 до 40 %. Ориентировочно подсчитанные запасы на глубину до 20 м составляют примерно 1 млн т силлиманита. Сходное строение имеет проявление Макзабак, представляющее собой серию линз мощностью 20–30, длиной 100–150 м, сложенных волокнисто-узловатыми и тонкоигловатыми анхимономинеральными силлиманитовыми породами.

Кианит. Все месторождения (за исключением месторождения Хизовара) расположены в Мурманской области в пределах *Кейвского* рудного узла. На балансе с запасами, утвержденными ГКЗ, числится 5 месторождений, по остальным запасы утверждены ТКЗ. Все месторождения кианита относятся к государственному резерву.

По морфологии кианита руды подразделяются на три промышленных типа: параморфические, конкреционные, радиально-лучистые и волокнистые [Государственная.... 2004]. Между ними наблюдаются взаимные переходы. Параморфические сланцы характеризуются наличием белых параморфоз кианита по андалузиту (хиастолиту). Содержание кианита в них колеблется от 27 до 38 %, увеличиваясь иногда до 50–60 %. Количество примесей (ставролита, ильменита, рутила, сульфидов) не превышает 2–3, слюды около 5 %. Остальную массу составляет кварц и в меньшем количестве плагиоклаз. Руды этого типа встречены на месторождениях Безымянное (60), Воргельурта (58) и Куроптевское (64).

Ко второму типу руд относятся конкреционные кианитовые сланцы, содержащие агрегаты кианита шаровой и веретенообразной формы размером от 1 до 5 см, редко более. В этих рудах среднее содержание кианита составляет 30–34, слюды 4–5 %, остальное – кварц, ставролит, плагиоклаз и другие примеси. Конкреционные сланцы отмечены на месторождении Тяпыш-Манюк (59).

К этому же типу руд также относятся конкреционные кианитовые сланцы месторождения Новая Шуурурта (65), содержащие агрегаты кианита шаровидной и веретенообразной формы размером от 1 до 5 см в диаметре. Рудное тело прослежено по простиранию на 5 км при мощности 130–160 м. Содержание кианита по месторождению меняется от 33,2 до 43,2, составляя в среднем 42,44 %.

Содержание кианита в радиально-лучистых и волокнистых сланцах, являющихся третьим типом руд, колеблется в широких пределах (15–50 %) и в среднем составляет 30–40 %. Содержание примесей (ставролита, ильменита, рутила) не превышает 2–3 %. Иногда в них встречаются сульфиды, содержание которых возрастает с глубиной. Этот тип руд наиболее широко развит на месторождениях Червурта (61), Большой Ров II (62), Ягельурта (63), Аккурта (66), Восточный Мальурдоайв (67), Нусса III (68) и Нусса I (69). Содержание кианита в рудах этого типа меняется от 25 до 50 %.

Кианитовые сланцы Кейвских месторождений по содержанию Al_2O_3 относятся к рудам, требующим обогащения. Выход концентрата различных типов кианитовых руд составляет 21,2–44,7 %. Содержание Al_2O_3 в концентрате 51–58, P_2O_5 – 0,60–2,92; TiO_2 – 0,40–2,4 %. Извлечение Al_2O_3 – 45,0–77,5 %. Огнеупоры, изготовленные из кейвского кианитового концентрата, по всем показателям превышают все прочие высокоглиноземистые огнеупоры. Они обладают высокой шлакоустойчивостью, термостойкостью, сравнительно малой теплопроводностью, невысоким коэффициентом термического расширения. Высокоглиноземистый огнеупор из кейвского кианитового концентрата показал в ковше при разливке легированной стали высокую стойкость, превышающую стойкость шамотного кирпича в 2–2,5 раза. На месторождениях Новая Шуурурта, Червурта, Тяпыш-Манюк и Безымянное запасы, утвержденные ГКЗ, составляют по категориям $A+B+C_1$ – 464 457 тыс. т руды, 148 135 тыс. т кианита. Общие запасы Кейвских кианитовых месторождений оцениваются в несколько миллиардов тонн. Балансовые запасы месторождения Хизовара (119) (Северная Карелия) составляют по категориям $A+B+C_1$ – 2881 тыс. т руды, 612 тыс. т кианита.

Абразивные материалы

Гранат. Многочисленные проявления граната связаны, как правило, с зонами среднетемпературных основных метасоматитов.

В Северной Карелии расположено самое крупное из разведанных в России месторождений граната – *Шуерецкое* (127), в состав которого входят участки Тербеостров, Еловый Наволок и Солохина Луда. Продуктивные метасоматиты Шуерецкого месторождения локализованы в метаморфических породах беломорского комплекса, представленных гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, ставролит-кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами. Гранат концентрируется в нешироких полосах и линзах, быстро выклини-

вающихся по простиранию и падению. Гранат-альмандин преимущественно встречается в виде агрегатных образований в форме округлых желваков размером 7–10, реже 25 см в поперечнике. Желваки на 74–78 % состоят из зерен граната. При обогащении гранатовых руд выход концентрата достигает 70–85 %. Испытания гранатовой шкурки, полученной из граната участка Тербеостров, установили производительность ее, в два раза превышающую производительность кремневой шкурки, и значительно более медленную изнашиваемость по сравнению с корундовой.

В районе Западных Кейв известны многочисленные проявления высококачественного абразивного граната, связанного с кварц-гранатовыми метасоматитами, залегающими среди мусковит-гранатовых и ставролит-гранатовых сланцев червуртской свиты кейвской серии. Среди них наблюдаются линзообразные и пластообразные продуктивные тела, в которых содержание граната достигает 20, реже 40–50 %. Протяженность таких тел колеблется от 100 до 600 м, мощность 10–15 м. Гранат представлен альмандином, кристаллы которого имеют форму ромбододекаэдров. Размер их колеблется от 2 до 25 см в диаметре. Иногда встречаются желваки зернистого агрегата альмандина в сростании с кварцем. К числу перспективных относятся рудопроявления Ровозеро (54), Семиостровье (55), а также Тахлинтуайв, Макзабак, Березовское и Березовское I.

Кительское месторождение (197) и ряд сходных рудопроявлений расположены в Северном Приладожье в силлиманит-гранат-биотитовых сланцах ладожской серии. Сланцы перекрыты четвертичными отложениями мощностью до 2 м. Продуктивная зона тянется на 280 м при ширине 80 м. Крупные пойкилопорфиро-бластические гранаты первой генерации в сланцах не имеют промышленного значения. Ювелирный гранат второй генерации наблюдается в многочисленных зонах вторичного ослюденения и рассланцевания мощностью до 3 м. Нетрещиноватый, лишенный включений ювелирный гранат благородного алого цвета имеет размерность 0,1–1 см в диаметре. Запасы ювелирного сырья балансовые по категории C_1 составляют 2,1 тыс. т, забалансовые – 1,6 тыс. т, из них кабашонного сырья – 21 т. В окрестностях Кительского месторождения возможно обнаружение россыпных концентраций граната.

Горнотехническое сырье

Асбест. На территории Карелии известны два типа асбестовых проявлений: амфибол-асбестовые, связанные с низкотемпературными метасоматитами в породах ятулия и людиковия в Онежской структуре, и хризотил-асбестовые, приуроченные к зонам метасоматической переработки в массивах серпентинизированных ультраосновных пород в Хаутаварском, Сумозерско-Кенозерском и Южно-Выгозерском зеленокаменных поясах.

Наиболее перспективные проявления с асбестом высокого качества относятся к первому типу. Крупное разведанное месторождение Сапеницкое (154) приурочено к сводовой части брахиантклинали, шарнир которой полого погружается на юго-восток (5–25°). Вмещающие породы представлены карбонатно-глинистыми отложениями (аргиллиты, доломиты, алевролиты) туломозерской свиты. Мощность зон асбестизации варьирует от 11–25 до 55–88 м, площадь проявления составляет 1200 × 300 м.

Содержание асбеста 1,3–5,3 кг/т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 34,4 тыс. т.

Примером проявления хризотил-асбеста может служить Центрально-Конжозерское (163), связанное с серпентинитами Конжозерского массива гипербазитов. Минерализация приурочена к тектонической зоне протяженностью 200–300 м, шириной до 50 м, в которой по трещинам северо-восточного и северо-западного направлений развивается асбест. Мощность асбестовых прожилков 20–30 см. Асбест продольно- и поперечноволоконистый, темно-зеленого цвета, легко распушается, выдерживает 18 перегибов. Длина волокна 15 мм, кислоторастворимость – 55,55 %.

Мусковит. К данной группе месторождений пегматитового генезиса отнесены месторождения, ведущим полезным ископаемым в которых является листовый мусковит, а полевошпатовое сырье и кварц – сопутствующие компоненты. В пределах Карело-Кольского региона выделяются два основных слюдоносных узла: *Чупино-Лоухский* и *Енский*. В настоящее время в Чупинском районе известно более 2000 пегматитовых жил. Из этого числа жил более 960 слюдоносны, в том числе более 200 содержат мусковит в промышленных концентрациях. Енский РУ является главным слюдоносным районом Мурманской области, в котором сосредоточены все разрабатываемые в настоящее время на Кольском п-ове месторождения слюды. Здесь известно более 1500 жил, из которых 600 слюдоносны, в том числе 111 содержат промышленные концентрации мусковита. Мусковит в жилах распределен неравномерно, концентрируясь в гнездах различного размера. В дифференцированных жилах гнезда мусковита чаще приурочены к призальбандовым частям пегматитов или к контактам блоков, сложенных кварцем и полевым шпатом.

В большинстве промышленных слюдоносных жил содержание слюды варьирует от 15 до 40 кг/м³ и более. Выход колотой слюды в отдельных месторождениях Чупинского района колеблется от 5 до 62, в среднем 10–25 %. В жилах Енского района выход колотой слюды значительно выше и варьирует от 20 до 70 %. Технологические и электротехнические испытания доказывают преимущественное развитие мусковита II–III сортов. В комплексных жилах качество слюды несколько ниже. Содержание ее изменяется от 2–5 до 120 кг/м³, преобладают III и IV сорта.

Тальк и талькохлорит. Проявления талька на территории Карелии малочисленны и связаны с зонами метасоматическою переработки ультраосновных пород (серпентинизированных гипербазитов, метапикритов). Примером могут служить массивы гипербазитов Светлоозерской группы в южной части Каменноозерской зеленокаменной структуры (Восточная Карелия). Установлена следующая метасоматическая зональность в метапериодитах по направлению к контактам массивов. Центральные части массивов сложены серпентинитами, которые сменяются антофиллит-тремолит-тальковыми, магнетит-хлорит-эпидотовыми, цоизит-эпидот-амфиболовыми метасоматитами. Содержание тонкочешуйчатого талька колеблется от 15 до 50 %. Тальк высокого качества.

Талькохлорит («горшечный камень») является своеобразным, редко встречающимся в других районах России полезным ископаемым, применяемым в качестве огнеупорного, кислотоупорного, щелочноустойчивого и электроизоляционного материала, а также как поделочный камень. В Карелии известны два мелких место-

рождения: Турган-Койван-Аллушта (148) и Листегубское (152) (другое название Калливо-Муренан-Вара). Месторождение Турган-Койван-Аллушта приурочено к интрузии серпентинизированных перидотитов. Талькохлоритовые сланцы залегают в виде трех разобщенных тел – западного, восточного и центрального в лежащем боку интрузии. Размеры тел 250×70 , 230×170 , 240×70 м. Породы бледно-зеленоватые, мягкие, жирные на ощупь, сильно рассланцованы и трещиноваты, что снижает качество сырья. По минеральному и химическому составу сланцы подобны талькохлоритовым сланцам Листегубского месторождения. Балансовые запасы по категориям $A+B+C_1$ составляют 6470 тыс. т, по категории C_2 – 1433 тыс. т. Выдана лицензия АО «Шунгит» на изучение и разработку.

Поисковыми работами на тальк и талькохлорит в 1996–1997 гг. были выявлены новые проявления Повенчанка (Рыбозерское) (161) с запасами по категории C_2 – 36,8 и прогнозными ресурсами P_1 – 11,3 млн т и Игнойла с прогнозными ресурсами P_1 – 5,2 млн т. Оба проявления включены в перечень лицензирования.

Графит. Малое месторождение графита *Ихальское* (195) разведано на территории Карелии. Графитовое оруденение приурочено к горизонту графит-биотитовых сланцев раннепротерозойской сортавальской серии. Сланцы неравномерно мигматизированы и прорваны жилами и небольшими массивами гранитов. Рудное тело представлено сплошной залежью графитсодержащих биотитовых сланцев с редкими линзами скарноидов. Залежь имеет пластообразную форму, вытянута в субмеридиональном направлении. Мощность ее варьирует от 100–150 до 400–450 м. Длина по простиранию составляет 1700 м, по падению тело прослежено на 100 м. Рудное тело подстилается амфиболовыми и гранат-биотитовыми сланцами с линзами скарноидов. В кровле преобладают амфиболовые сланцы. Рудная залежь пересекается тектоническими зонами, в пределах которых интенсивно проявлены брекчирование, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация.

Графит-биотитовые сланцы рудной залежи – однородные, мелкозернистые, с редкими кварц-полевошпатовыми прожилками. Главными породообразующими минералами являются полевой шпат, кварц, биотит, пирротин, графит, второстепенными – пироксен, иногда кордиерит, акцессорными – апатит, циркон, сфен и др. Среднее содержание графита 3,15, графитного углерода – 3,42 %. Структурный тип графита – явнокристаллический. Графит образует чешуйки и сростки с другими минералами, чаще всего с биотитом и в зонах брекчирования с пирротинном, где он образует скопления, цементирующие основную массу. Проведена оценка запасов по категории C_2 – 77,7 тыс. т, прогнозные ресурсы P_1 по всему месторождению составляют 130 тыс. т. Руды обогатимы методом флотации, концентраты по зольности соответствуют ГОСТ на графит-литейный, тигельный и элементный. Ихальское месторождение не числится на балансе, но включено в список объектов на лицензирование.

Шунгит. Высокоуглеродистые породы – шунгиты с содержанием углерода выше 20–25 % известны в заонежской свите людиковийского надгоризонта в Онежской структуре, где к ней приурочены месторождения Мягрозерское (178), Нигозерское (179) и Зажогинское (180). Шунгитовые породы входят в состав Онежского шунгитоносного бассейна, где образуют два продуктивных горизонта. Нижний продук-

тивный горизонт образует пласт мощностью 15–35 м. Содержание углерода в шунгитовых породах достигает 35–75 %. Шунгитовые породы нижнего горизонта наблюдаются в разрезах совместно с шунгитовыми и шунгитсодержащими витрокластическими туфами, шунгит-альбит-хлоритовыми породами и известняками с актинолитом.

Верхний продуктивный горизонт представлен четырьмя пластами шунгитовых пород, к которым приурочены наиболее крупные месторождения шунгита. Характерна линзовидная форма рудных залежей. Самые крупные линзы наблюдаются во втором снизу пласте. Шунгитовые породы обладают черным цветом, матовым блеском, раковистым изломом, массивной псевдобрекчиевидной и полосчатой текстурой. Нередко встречаются сажистые разновидности. Породы продуктивных горизонтов состоят из шунгита, гидрослюд, хлорита, кварца, альбита.

Наиболее крупные линзы шунгитов выделены в пределах Толвуйской и Путкозерской синклиналей. Месторождение Зажогинское приурочено к Толвуйской структуре. На месторождении изучено пять горизонтов шунгитовых пород с пологом залеганием (5–20°). На большей части площади месторождения (до 1,7–0,7 км²) эти горизонты сложены слоистыми и массивными шунгитовыми породами мощностью 6–15 м. На отдельных относительно небольших по площади участках 0,1–0,4 км² мощность горизонтов возрастает до 40–75 м и более. В таких раздувах распространены массивные и брекчированные шунгиты. Качество минерального сырья в раздувах наиболее высокое и выдержанное. Промышленный интерес в этой связи вызывает Максовская залежь, которая наиболее удобна для добычи частью Зажогинского месторождения. Она обладает и наиболее качественным минеральным сырьем. Протяженность раздува составляет 700, ширина 500, мощность в его центре достигает 120 м. По технологическим испытаниям выделены четыре сорта шунгитов, наиболее качественные шунгиты первого сорта составляют 65,2 % запасов карьера. Рудный контур ограничен по линии $C_{св}$ – 20 %. Минимальная промышленная мощность 4 м.

Запасы шунгитового сырья по Максовской залежи составляют: $A+B+C_1$ – 29 863 тыс. т. Среднее содержание: $C_{св}$ – 31,10, SiO_2 – 51,67, Al_2O_3 – 4,35, P – 0,07, S – 1,74 %, запасы по Зажогинской залежи – 276 тыс. т. В целом по Зажогинскому месторождению среднее содержание по балансовым блокам составляет: $C_{св}$ – 28,7, SiO_2 – 53,5, Al_2O_3 – 4,96, Ca+MgO – 2,38, P – 0,06, Fe_2O_3 – 3,3 %. Кремнеземистый модуль – 1,87, глиноземистый модуль – 0,17. Балансовые запасы C_1 – 22,89, забалансовые запасы C_1 – 54,4, прогнозные ресурсы – 95,88 млн т. Шунгитовые породы в промышленных условиях были испытаны при выплавке ферросилиция, силикомарганца, литейного чугуна, желтого фосфора, при производстве морозостойкого кирпича. Результаты испытаний положительные.

Самостоятельную группу составляют миграционные шунгиты. Они образуют жилы среди вулканогенно-осадочных пород людиковийского надгоризонта, встречены вместе с кварцем и кальцитом в межшаровых участках metabазальтов, в миндалинах, прожилках. По составу они являются наиболее высокоуглеродистыми породами с содержанием углерода более 90 %. Совместно с шунгитами в Заонежье широко распространены лидиты – породы, сложенные криптокристаллическим агрегатом кварца с тонкодисперсным шунгитовым веществом.

Поделочные камни

Для территории характерно большое количество месторождений и проявлений разнообразных поделочных камней и коллекционного сырья, которые связаны с разновозрастными магматическими и метасоматическими комплексами.

Амазонит. Большинство месторождений и проявлений амазонита связано с пегматитами в районе Западных Кейв. Балансом учтено разрабатываемое месторождение Плоскогорское (56), запасы которого утверждены ГКЗ в 1979 г. Оно представлено рядом пегматитовых жил, из которых промышленное значение имеет лишь одна. Продуктивная жила № 19 залегает в биотит-амфиболовых гнейсах кейвской серии. Она прослежена по простиранию на 280 м, по падению до 75 м. Мощность жилы варьирует от 14 до 25 м, на восточном фланге увеличиваясь до 50 м. Жила имеет зональное строение. Продуктивными являются породы кварц-альбитовой и собственно амазонитовой зон, которая прослеживается до глубины 19 м от поверхности. На глубине она сменяется кварц-альбитовой зоной с крупным кварцевым ядром. Содержание амазонита 60–95 %, блочность кондиционного камня до 1–2 м. Выход камня первого сорта – 1,08, второго сорта – 16,3, третьего сорта – 570, ювелирного амазонита – 1,1 кг/м³. Амазонит окрашен от ярко-зеленых и голубых до бледно-зеленых оттенков, имеет большое количество пертитовых вростков белого альбита, определяющих декоративный рисунок камня, хорошо шлифуется и полируется.

По данным разведки Плоскогорского месторождения, балансовые запасы амазонита-сырца составляют: по категориям $C_1 + C_2$ – 47,032, сортового амазонита – 1,675, амазонитовой крошки – 33,432 тыс. т.

Беломорит. Беломорит (ирризирующий олигоклаз) известен во многих пегматитовых жилах Чупинского и в меньшей степени Енского пегматитовых полей, а также в районе Западных Кейв. Имеются только два месторождения беломорита с утвержденными запасами и качеством, отвечающим требованиям к поделочному сырью, – Хетоламинское (102) и Слюдяной Бор (136).

На месторождении Слюдяной Бор из 60 пегматитовых жил, входящих в площадь месторождения, беломорит, в том числе ювелирный, присутствует в восьми зональных жилах. Жилы имеют линзовидную форму, залегают в гранат-биотитовых и биотитовых гнейсах. Беломорит полупрозрачный и в отдельных участках прозрачный, интенсивно ирризирует в голубых тонах. Выход ювелирного сорта составляет 16 % от общего объема беломорита.

Корунд. На территории известны два типа корундовой минерализации. В Хибинском щелочном массиве изучены четыре проявления поделочного корунда. Кроме того, корунд присутствует в ряде метасоматических тел, относящихся к региональным метасоматитам Беломорского пояса. К ним относятся малое месторождение Хетостров (103) и ряд рудопроявлений. На всех этих объектах проводились поисково-оценочные работы на ограночный и коллекционный корунд, которые получили положительную оценку на коллекционное сырье.

Месторождение Хетостров представлено зональным телом метасоматитов по кианит-гранат-биотитовым гнейсам беломорского комплекса, центральная часть которого сложена корундсодержащими плагиоклазитами, а периферическая ставролит-гранат-биотит-амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами с корундом или ки-

анитом. Кристаллы корунда размером 1–5, в среднем 1,5 см, бледно- или ярко-розового, иногда фиолетового цвета, хорошо огранены. Преобладают столбчатые, удлиненные разновидности. Содержание корунда варьирует от 4,4–6,5 до 7,66 кг/м³. Запасы коллекционного сырья по категории С₂ составляют 320 т.

ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

На территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) к породам кристаллического фундамента приурочена крупнейшая в России железорудная металлогеническая зона Курской магнитной аномалии (КМА) с разведанными запасами 12 млрд т. Известны также месторождения и проявления медно-никелевых руд, апатита, графита, кроме того установлены проявления молибдена, свинца, цинка, хрома, золота, урана, редкометалльных пегматитов и др.

Черные металлы

Железо. Промышленные железные руды представлены двумя генетическими типами: магнетитовыми кварцитами и богатыми остаточными железными рудами. Железистые кварциты требуют обогащения (магнитной сепарацией) для получения высококачественного магнетитового концентрата. Богатые железные руды пригодны для металлургии без предварительного обогащения.

Раннепротерозойские месторождения железных руд являются основной сырьевой базой черной металлургии европейской части России. Все крупные месторождения КМА связаны с породами продуктивной курской серии. Рудоносные горизонты представлены линейно вытянутыми в северо-западном направлении крутопадающими пластообразными, сравнительно выдержанными по простиранию залежами магнетитовых кварцитов мощностью до 500 м. Глубина погружения их по геофизическим данным 2–3 км.

По минеральному составу среди кварцитов различают магнетитовые, гематит-магнетитовые, магнетито-гематитовые, силикатно-магнетитовые и железистые алюмосиликатные разновидности. Железистые кварциты имеют полосчатую текстуру, обусловленную переслаиванием рудных и безрудных прослоев различной мощности. Тонкополосчатые (менее 5 мм) текстуры свойственны гематитсодержащим, среднеполосчатые (5–10 мм) – магнетитовым, грубополосчатые (более 10 мм) – силикатно-магнетитовым и малорудным разностям. Содержание железа в кварцитах изменяется от 15–25 % в силикатно-магнетитовых до 32–50 % в магнетитовых. В среднем по месторождениям содержание Fe – 32–38 при SiO₂ – 35–45 %. Кроме того, в кварцитах присутствуют карбонаты кальция и магния (2–8 %), соединения титана, алюминия, щелочных металлов (первые проценты) и серы, фосфора, марганца (доли процента). Разные минеральные типы железистых кварцитов имеют разные технологические свойства. Наиболее легко обогащаются магнетитовые кварциты.

В железистых кварцитах и остаточных богатых железных рудах наблюдаются повышенные содержания германия – в основном первые граммы на тонну, поднимаясь до 42 г/т в богатых рудах и до 18,6 г/т в железистых кварцитах; золота – в основном десятые доли грамма на тонну, поднимаясь до 0,5 г/т в богатых рудах и до 13,6 г/т

в железистых кварцитах. Наиболее высокие концентрации золота до (32 г/т) отмечены в прожилках сульфидов, кварца и кварц-карбонатных пород среди железистых кварцитов.

На территории КМА выделяются два главных железорудных района: Оскольский и Белгородский, к которым приурочены все промышленные месторождения железных руд.

Оскольский рудный район является основным в промышленном комплексе КМА. Здесь выявлено 14 крупных месторождений (4 эксплуатируются). Ближайшие перспективы КМА связаны с добычей железистых кварцитов, которые позволяют получить концентрат с содержанием Fe – 64–70 % [Белых и др., 1989], и выявлением месторождений для открытой отработки. В Оскольском рудном районе сосредоточена основная масса легкообогатимых железистых кварцитов. Магнетитовые разновидности руд преобладают на Лебединском, Стойленском, Стойленско-Лебединском, Коробковском, Приоскольском, Северо-Волотовском, Чернянском и других месторождения. Гематит-магнетитовые руды распространены на Погромецком, Огибнянском, Панковском и Оскольском месторождениях.

Железистые кварциты Оскольского рудного района по качественным характеристикам относятся к единому технологическому типу – магнетитовому, в котором выделяются минеральные типы: магнетитовые (преобладают), гематит-магнетитовые, силикатно-магнетитовые, которые хорошо обогащаются магнитным способом. Выход магнитного концентрата 30–50, извлечение 65–91 %, содержание Fe в концентрате 61–71 %. Выделены три технологических сорта руд: легкообогатимые (содержание Fe в концентрате выше 66 %), среднеобогатимые (63–66 %) и труднообогатимые (менее 63 %). Преобладают легкообогатимые железистые кварциты.

В *Белгородском* рудном районе выявлено 14 месторождений железа, из которых разрабатывается лишь Михайловское.

Хром. Хромитовое оруденение связано с гипербазитами нижнего докембрия ВКМ. Представлено оно двумя проявлениями: Мантуровским и Восточно-Садовским.

Цветные металлы

Никель. В Калачско-Эртильской субпровинции бурением выявлены четыре не-промышленных малых месторождения и большое количество проявлений и пунктов минерализации. Сульфидное медно-никелевое оруденение здесь приурочено к основным и ультраосновным породам многофазного раннепротерозойского мамонского комплекса, прорывающего флишеидные метаосадки воронцовской серии нижнего протерозоя. Эти образования перекрыты осадочными породами фанерозоя мощностью до 500 м (в основном 80–250 м). Развиты как сингенетические руды, связанные с собственно магматическим этапом становления массивов, так и эпигенетические, возникшие в результате послемагматического метаморфизма и наложенных процессов в локальных тектонических зонах. Все руды комплексные: основным полезным компонентом является никель, сопутствующими – медь, кобальт. Выделены два типа руд: мамонский – медно-никелевый и еланский – преимущественно никелевый.

Руды мамонского типа локализуются в небольших, крутозалегающих дифференцированных, умеренно магнезиальных ультраосновных интрузиях, главным обра-

зом перидотитах и серпентинитах по ним. Линзо- и пластообразные рудные тела, реже серии сближенных тел мощностью 1–15 м, прослеженных от первых сот метров до 2,5 км, залегают согласно расслоенности массивов. Руды вкрапленные, брекчиевидные, массивные. Преобладают бедные вкрапленные существенно пирротиновые руды. Содержание пентландита 3–8 % во вкрапленных рудах и до 15 % в массивных, халькопирита до 10 %. Иногда отмечаются молибденит, никелин, самородное золото. Содержание Ni 0,15–3,2 % во вкрапленных рудах и 1–6 % в массивных; Cu соответственно 0,03–0,6 и 0,03–4 %. Руды этого типа наблюдаются на Нижне-Мамонском и Подколодновском месторождениях. Прогнозные ресурсы руды по Нижне-Мамонскому месторождению до глубины 1000 м по кат. P_1 составляют 20758 тыс. т, в т. ч. (в тыс. т): никеля 103, меди 64, кобальта 7. Ресурсы руды по категории P_2 составляют 1300 тыс. т при содержаниях (%): Ni 0,38; Cu 0,19; Co 0,02 [Государственная геологическая..., 2001].

Существенно никелевый (еланский) тип руд приурочен к интрузиям, представленным норитами, габбро-норитами, норит-диоритами, которые образуют дайкообразные тела по периферии сложнодифференцированных массивов. Руды еланского типа значительно богаче (содержание никеля в среднем 1 %) руд мамонского типа, существенно пентландитовые (до 80 %) с повышенным содержанием сульфоарсенидов и арсенидов никеля и кобальта. Они образуют тела сложной формы. В рудах установлены повышенные концентрации платиноидов, золота, серебра, селена, теллура.

Наиболее представительным для оруденения этого подтипа является *Еланское* месторождение. Оно приурочено к одноименному гипербазит-базитовому массиву, перекрытому осадочными породами мощностью 165–260 м. Оруденение локализовано в норитовой интрузии, находящейся на северо-восточном фланге Еланского массива, на контакте норитов с диоритами. В норитах наблюдается метасоматическая переработка. Рудовмещающая зона прослежена по простиранию на 600 м, по падению до глубины 1100 при ширине 250 м. В ее пределах установлена серия наклонных столбообразных участков с содержанием Ni > 0,3 %, длина которых в горизонтальном срезе 120–380 при ширине 10–95 м, а мощность обычно не более первых десятков метров. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, массивные. Массивные руды мощностью до первых десятков сантиметров обычно окружены вкрапленными рудами. Во вкрапленных рудах содержание Ni 1,9–6,25 %, в прожилково-вкрапленных до 11 %, в гнездово-вкрапленных до 10 %. Состав массивных руд меняется от существенно пентландитовых до пирротиновых, замещающихся халькогирит-виоларит-пиритовыми и сульфоарсенидными. В нижних частях рудной зоны встречаются сульфидно-графитовые руды. Золото в ассоциации с сульфидами образует прожилки в жилах плагиогранитов, секущих окварцованные нориты и норит-диориты за пределами зоны сульфидно-никелевого оруденения. Средние содержания по месторождению (%): Ni 1,2, Cu 0,136, Co 0,036, попутных элементов (в г/т): Au 0,018, Ag 2,4, Se 13,9, Te 2,6, Pt 0,045, Pd 0,52, Cr_2O_3 0,196 %. Запасы в тыс. т по кат. C_2 : никеля 130, меди 15, кобальта 5, ресурсы в тыс. т по кат. P_1 – никеля 290, меди 40, кобальта 10, по кат. P_2 соответственно 625, 70, 20.

Благородные металлы

Золото. Золоторудная минерализация, выявленная в ВКМ преимущественно в провинции КМА в породах верхнего архея и нижнего протерозоя, представлена только проявлениями и пунктами минерализации. Выделяются два генетических типа коренного оруденения – осадочно-метаморфогенный и гидротермальный.

Осадочно-метаморфогенный тип представлен золото-ураноносными конгломератами, которые приурочены к базальным горизонтам курской серии. Оруденение локализовано в линзах и прослоях кварцевых конгломератов от мелко- до крупногалечных. Содержание золота в конгломератах 0,3–3,8 г/т, урана 0,0015–0,49 %. Выделяются проявления с преимущественно золотой минерализацией, преимущественно урановой и золото-урановой.

Наиболее изучена золотоносность конгломератов в Старооскольском рудном узле. Здесь выявлено 10 проявлений и пунктов минерализации на глубине 65–120 м. Мощность продуктивной толщи с содержанием золота более 0,1 г/т – до 124 м, мощность пластов конгломератов и гравелитов до 37 м. Конгломераты преимущественно мелкогалечные с сульфидно-слюдисто-кварцевым цементом; содержание сульфидов 2–10 %. Наиболее металлоносны нижние пласты, а оруденение в пластах локализуется в основном в их нижней части. Содержание золота в конгломератах: мелкогалечных – до 3,8 г/т, среднегалечных до 0,7; кварцито-песчаниках до 0,5 г/т. Свободное золото составляет около 13 %; остальное, как и уран, связано с сульфидами. Содержание серебра достигает 4,5 г/т; иногда наблюдаются высокие концентрации циркона – до 64 кг/т и рутила – до 2,7 кг/т. Золотого оруденения с промышленными параметрами в конгломератах не выявлено.

Гидротермальный тип оруденения развит наиболее широко. Проявления золота этого типа приурочены к длительно развивающимся зонам разломов, особенно к узлам их пересечения. Золото-кварцевая формация представлена зонами окварцевания, кварцевыми жилами, прожилками с незначительной сульфидной минерализацией. Наиболее широко она проявлена по кварцевым песчаникам, метапесчаникам, кварцитам михайловской и воронцовской серий. На проявлениях золото-кварцевой формации главными изменениями вмещающих пород являются окварцевание и серицитизация. Наиболее значимые проявления – Северо-Висловское, Южно-Висловское, Яковлевское. Оруденение выявлено в интенсивно окварцованных с многочисленными прожилками и жилами кварца кварцито-песчаниках и гравелитах, в измененных плагиигранитах салтыковского комплекса, метабазитах михайловской серии и железистых кварцитах курской серии. Содержание Au до 5 г/т. Высокие содержания золота до 13,6 г/т отмечены на Северо-Погромецком проявлении.

Золото-сульфидная формация наиболее широко распространена по породам михайловской курской, оскольской, воронцовской серий. Оруденение вкрапленное, гнездово-вкрапленное, прожилково-вкрапленное выявлено в зонах окварцевания, кварцевых жилах, прожилках и отличается от золото-кварцевой формации повышенным содержанием сульфидов. На проявлениях золото-сульфидной формации главными изменениями вмещающих пород являются пропилитизация, березитизация, интенсивная хлоритизация, мусковитизация. Оруденение, как правило, комплексное. Кроме золота присутствуют свинец, цинк, медь, никель, иногда платиноиды.

Наиболее изучено Кшенское проявление. Оруденение приурочено к зоне расланцевания и брекчирования пород, подвергшихся биотитизации, турмалинизации, карбонатизации, сульфидизации. Мощность рудных тел до 4 м при длине до 26 км. Содержание золота до 14,6 г/т. Золото в основном свободное, мелкое или в виде скоплений до 0,2 мм. Золота, связанного с сульфидами, не более 5 %. Отмечено серебро (содержание 3,2–18 г/т). Прогнозные ресурсы по кат. P_2 – 23 т при глубине оценки 500 м, среднем содержании 4,84 и минимальном 1,5 г/т.

Золоторудная минерализация широко проявлена на месторождениях железистых кварцитов, где она приурочена главным образом к зонам сульфидизации. Оконтурены участки с повышенными содержаниями золота на Панковском, Коробковском месторождениях и в пределах Стойленско-Лебединского рудного поля. На Панковском месторождении выявлены в железистых кварцитах субсогласные и секущие зоны дробления и трещиноватости с сульфидной минерализацией и содержанием Au – 0,1–0,6 при максимальном 10,9 г/т. Мощность зон 25–45 м. Месторождение по масштабам золоторудной минерализации рассматривается как одно из перспективных при комплексной обработке железных руд. Прогнозные ресурсы по кат. P_3 – 17 т при среднем содержании Au 0,3 г/т.

Платиноиды. Металлы платиновой группы выявлены в породах нижнего докембрия ВКМ. В Калачско-Эртильской субпровинции платиноидная минерализация связана с медно-никелевыми рудами, которые приурочены к основным и ультраосновным интрузивам мамонского и еланского комплексов. Платиновая минерализация выявлена на Подколодновском, Нижне-Мамонском, Еланском, Елкинском месторождениях и некоторых проявлениях. Повышенные концентрации платиноидов наблюдаются в халькопирит-пентландит-пирротиновых рудах. Средние содержания суммы платиноидов (г/т): 0,02–0,48, в том числе Pt 0,08–0,18; Pd 0,11–0,31; Rh 0,004–0,05. Отношения Pd/Pt 1,1–2,2. Для Еланского месторождения характерно повышенное содержание рутения, соизмеряемое или превышающее содержания платины и палладия. В провинции КМА повышенные содержания платиноидов связаны с золоторудными проявлениями как сопутствующие элементы. Наиболее значительные концентрации металлов платиновой группы приурочены к высокоуглеродистым сульфидизированным сланцам. Мощность слоев 0,2–20 м. Углеродистые сланцы, обогащенные пирротином, характеризуются повышенными содержаниями платины, а обогащенные пиритом – палладия. Основная масса благородных металлов сосредоточена в наиболее тонких (< 0,06 мм) фракциях. Содержание суммы платиноидов 0,7–5,4 г/т, в среднем 2,1 г/т (в том числе Pt 0,77, Pd 0,1, Os 1,2). В жильных золотосульфидных проявлениях содержание платиноидов незначительно.

Неметаллические полезные ископаемые

Минеральные удобрения

Апатит. Встречены как магматогенные апатит-магнетитовые руды, связанные с дубравинским (нижний протерозой) комплексом, так и метаморфические апатитовые руды в тимской свите и яковлевской толще (оскольская серия).

Наиболее апатитоносны образования дубравинского комплекса. Хорошо изучены они на Дубравинском месторождении, приуроченном к одноименному интрузивному массиву, расположенному в узле пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Массив сложен щелочными пироксенитами, а также метасоматитами и карбонатитами, с которыми и связано магнетит-apatитовое оруденение. Metасоматиты и карбонатиты образуют полукольцевую структуру. Вмещающие породы сильно фенитизированы. Месторождение представляет собой апатитоносную зону длиной 6 км, шириной до 600 м и мощностью 60–450 м; средняя мощность перекрывающих осадочных пород 188 м. Выявлено 13 тел апатит-силикатных и апатит-карбонатных руд; первые содержат в среднем 11,9, вторые 15,9 % апатита. Рудные тела крутозалегающие, линейные, линзообразные, местами сложноветвящиеся, с изменчивой мощностью и качеством. Более 90 % запасов апатита сосредоточено в двух крупных рудных телах длиной соответственно около 5 и 3 км при мощности 32–140 и 6–120 м. При этом 65 % всех запасов приходится на апатит-силикатные и 35 % – на апатит-карбонатные руды. Средние содержания в апатит-силикатных рудах (%): P_2O_5 2,8–3,7, $Fe_{\text{магн}}$ 0,8–2,3 (2,7), в апатит-карбонатных рудах: P_2O_5 2,7–7,2 (4,4), $Fe_{\text{магн}}$ 0,8–5,4 (4,0). В апатитах отмечаются редкие металлы (0,65–2,5 %), стронций (0,42–0,63 %), а также хром, никель, ванадий, кобальт, медь, свинец, бор, серебро. Из руд возможно получение апатитового концентрата с содержанием P_2O_5 35,6–38,4 % (при выходе 10,8 % и извлечении 83–91 %); магнетитового концентрата с содержанием $Fe_{\text{общ}}$ – 67,3, P – 0,07, S – 0,25 (при выходе 4,3 и извлечении 61 %), кальцитового концентрата с содержанием $CaCO_3$ более 85 % (при выходе 20,6 и извлечении 70–74 %), слюдяного концентрата с содержанием 92,2 % биотита, сфенового с содержанием TiO_2 22–24 % и сульфидного (S – 23 %) продукта.

Запасы месторождения в млн т: до горизонта – 400 м по кат. C_2 руды 276, P_2O_5 12,8, $Fe_{\text{магн}}$ 8,4 при средних содержаниях P_2O_5 4,64 %, $Fe_{\text{магн}}$ 3,05 % [Государственная геологическая..., 2001].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

НЕФТЬ И ГАЗ

Согласно новейшим схемам нефтегазогеологического районирования России, в европейской части страны выделяются Восточно-Европейская мегапровинция и фрагменты Северо-Кавказской нефтегазоносной провинции [Нефтегазоносность..., 1997].

Восточно-Европейская мегапровинция как надпорядковая единица нефтегазогеологического районирования охватывает нефтегазоносные территории – Тимано-Печорскую, Волго-Уральскую и Прикаспийскую нефтегазоносные провинции, Балтийскую нефтегазоносную область, а также перспективные районы без доказанной нефтегазопроductивности (рис. 51). Северо-Кавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция соответствует молодой эпигерцинской платформе юга европейской части РФ.

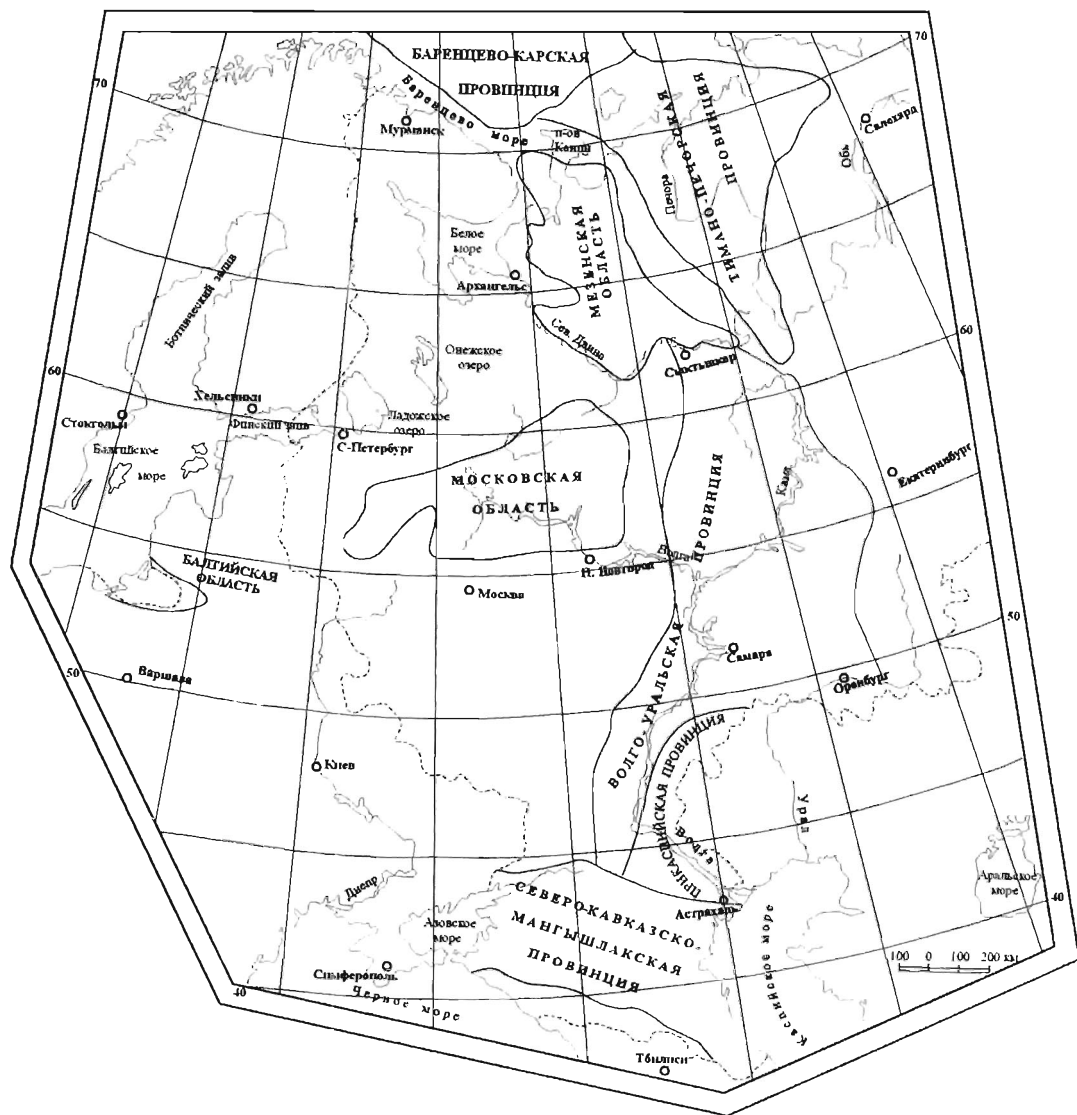


Рис. 51. Нефтегазоносные области Европейской России

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (НГП) приурочена к восточной части ВЕП, включающей Волго-Уральскую антеклизу, Пачелмский авлакоген и частично Предуральский краевой прогиб, перекрытый шарьяжно-надвиговыми структурами Западного Урала. На юге Волго-Уральская НГП граничит с Прикаспийской НГП, на западе ее ограничениями служат Воронежская антеклиза и Московская синеклиза.

Глубина залегания кристаллического фундамента в Волго-Уральской НГП варьирует от 800–1000 на западе до 5000–11000 м в Предуральском прогибе и у границы с Прикаспийской синеклизой.

Залежи нефти и газа промышленного значения охватывают почти весь стратиграфический диапазон осадочного чехла – от венда до юры. Помимо этого, в рифейских отложениях Верхнекамской впадины на ряде площадей установлены нефтегазопроявления, что свидетельствует об определенных перспективах и этой древнейшей части разреза. Всего в разрезе осадочного чехла Волго-Уральской НГП в настоящее время выделяется девять нефтегазоносных комплексов (НГК) с залежами нефти и газа промышленного значения.

Нижний, вендский НГК мощностью до 1000 м развит преимущественно в Верхнекамской впадине, Бирской седловине, на склонах Пермско-Башкирского свода. Комплекс, сложенный переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, лишь начинает изучаться, и выявленные в нем на ряде площадей Верхнекамской впадины залежи нефти не играют существенной роли в общих запасах нефти Волго-Уральской НГП [Объясн. зап..., 1996б; Нефтегазоносность..., 1997].

Средне-верхнедевонский (эйфельско-нижнефранский) НГК мощностью до 1400 м имеет терригенный, реже терригенно-карбонатный состав. Наиболее полный (в стратиграфическом отношении и по мощности) разрез НГК представлен в Бузулукской впадине и Казанско-Кажимском авлакогене. На сводах (Жигулевско-Пугачевском, Пермско-Башкирском и Татарском) мощность комплекса резко уменьшается вплоть до полного выклинивания. Резервуары (коллекторы) в НГК сложены песчаниками и алевролитами, а региональной покрывкой комплекса служат глины и глинистые известняки кыновского и саргаевского горизонтов. К средне-верхнедевонскому НГК приурочена 1/3 начальных суммарных ресурсов УВ провинции с преобладанием нефти. К этому НГК приурочены крупнейшие залежи нефти на Ромашкинском, Новоелкском, Туймазинском, Шкаповском, Бавлинском и Мухановском месторождениях.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный (нижнефранско-турнейский) НГК мощностью до 1850 м на территории Волго-Уральской НГП развит практически повсеместно и характеризуется карбонатным составом отложений. Резервуары сложены в основном пористыми и трещиноватыми органогенными и органогенно-обломочными известняками, реже доломитами. Региональная покрывка представлена аргиллитами и глинами малиновского подгоризонта, иногда глинисто-карбонатными породами верхней части турнейского яруса. Комплекс преимущественно нефтеносен. К нему приурочен ряд крупных залежей нефти на Мухановском, Киенгопском, Ярино-Каменноложском, Батырбайском и других месторождениях.

Нижнекаменноугольный (нижне- средневизейский) терригенный НГК имеет наибольшую мощность (более 400 м) и стратиграфическую полноту в приосевой зоне Камско-Кинельской системы прогибов. Резервуары (песчаники, реже алевролиты) изолированы региональной глинистой покрывкой верхней части тульского горизонта. В качестве зональной покрывки служат глинистые известняки, мергели и алевролиты алексинского горизонта. Этот НГК содержит 1/5 общих ресурсов УВ Волго-Уральской НГП, при этом нефть резко преобладает над газом.

В ниже-среднекаменноугольном (средневизейско-башкирском) карбонатном НГК мощностью 200–1200 м коллекторами служат известняки органогенно-обломочные и оолитовые, реже доломиты. Региональная покрывка – аргиллиты верейского горизонта. УВ комплекса представлена преимущественно нефтью, в юго-западной части провинции в НГК присутствуют газовые залежи.

Среднекаменноугольный (верхнебашкирско-нижнемосковский НГК) характеризуется терригенным составом, на северо-востоке провинции он представлен карбонатными отложениями. Мощность комплекса от 180 м на северо-востоке до 500–750 м в юго-восточных районах Волго-Уральской НГП. Резервуары представлены песчаниками, алевролитами, органогенно-обломочными известняками и доломитами; зональные покрывки сложены аргиллитами и глинистыми мергелями верейского и каширского горизонтов. В восточных районах провинции в этом НГК преобладают нефтяные залежи, а в Нижнем Поволжье – нефтегазовые и газовые.

Среднекаменноугольно-нижнепермский НГК представлен терригенно-карбонатно-сульфатными отложениями, мощность которых составляет от 1300 м (и менее) в платформенной части провинции до 3500 м в Предуральском краевом прогибе. Коллекторы НГК сложены кавернозными и трещиноватыми органогенно-обломочными и микрокристаллическими известняками, доломитами и мергелями. Региональная покрывка сформирована карбонатно-сульфатными, сульфатными и соленосными породами кунгурского яруса, а на участках ее отсутствия изолирующую функцию выполняют верхнепермские глины. Данный НГК является единственным из продуктивных комплексов Волго-Уральской НГП, в котором преобладают газовые и газоконденсатные залежи. В частности, к нему приурочена крупнейшая залежь Оренбургского газоконденсатного месторождения.

Верхнепермский (уфимско-казанский) НГК сложен карбонатно-терригенными отложениями мощностью от 10 до 560 м. Коллекторы – слабосцементированные песчаники, известняки, реже доломиты; изолирующая толща – сульфатно-соленосные образования казанского яруса. Залежи нефти и газа в породах НГК открыты в Бузулукской впадине, на Соль-Илецком своде и Восточно-Оренбургском поднятии.

Средне-верхнеюрский терригенный НГК развит ограниченно в юго-западной части Волго-Уральской НГП, где к нему приурочены единичные залежи газа (Коробковское, Старицкое и Фурмановское месторождения), сформировавшиеся, очевидно, за счет более древних продуктивных комплексов.

По комплексу тектонических, литофациальных и других параметров Волго-Уральская НГП делится на 13 нефтегазоносных, нефтеносных или газонефтеносных* областей, соответственно НГО, НО или ГНО (рис. 52). Нефтеносными являются

* Нефтеносные области содержат более 90 % нефти, газоносные – более 90 % газа, в нефтегазоносных областях преобладают нефть или газ [Нефтегазоносные провинции СССР, 1983].

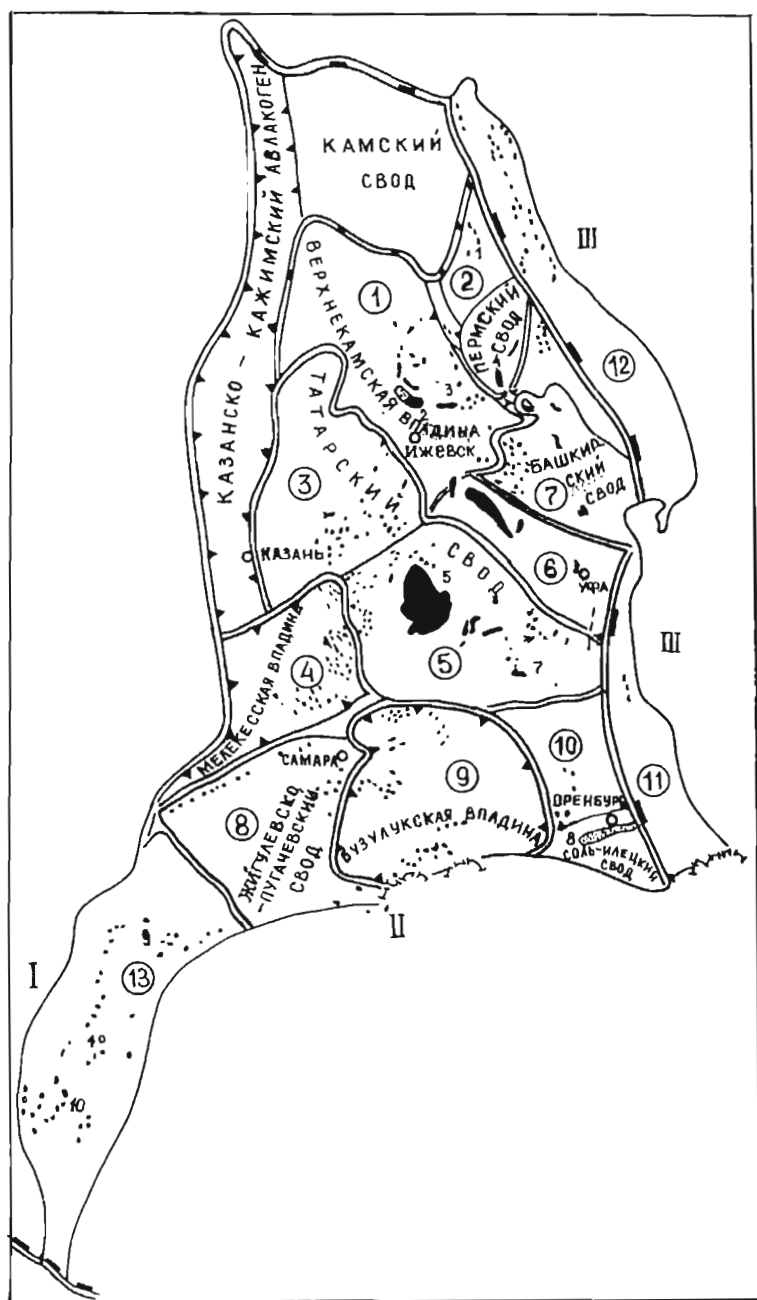


Рис. 52 Районирование Волго-Уральской нефтегазоносной провинции
Черная завивка — месторождения нефти и газа

семь выделенных областей (Прикамская, Уфимская, Южно-Татарская, Средневожская, Мелекесская, Северо-Татарская, Верхнекамская), четыре – нефтегазоносными (Пермско-Башкирская, Бузулукская, Нижневожская, Средне-Предуральская) и две – газонефтеносными (Оренбургская и Южно-Предуральская). Помимо этого, в составе провинции выделяются перспективные земли в пределах Камского свода и Кажимско-Вятского авлакогена (табл. 8).

По степени углеводородного богатства недр (начальным потенциальным ресурсам УВ) нефтегазоносные области Волго-Уральской НГП выстраиваются в следующий ряд: Южно-Татарская (около 1/3 начальных потенциальных ресурсов УВ провинции), Бузулукская НГО (17 %), Оренбургская ГНО (15,5 %), Верхнекамская НО (6,3 %), Пермско-Башкирская НГО (6,0 %), Уфимская НО (5,3 %), Южно-Предуральская НГО (5,3 %) и Средне-Предуральская НГО (4,2 %). Доля остальных областей в общих ресурсах провинции не превышает 3 %.

Доля нефти в общем объеме ресурсов УВ провинции достигает 73 %. Как и начальные суммарные ресурсы УВ, нефть по нефтеносным и нефтегазоносным областям распределяется крайне неравномерно: Южно-Татарская НО (39,4 % общих начальных ресурсов нефти), Бузулукская НГО (16,6 %), Верхнекамская НО (8,6 %), Пермско-Башкирская НГО (7,4 %), Уфимская НО (7,1 %), а в остальных областях – значительно меньшие доли.

Из 25,6 % свободного газа (от начальных суммарных ресурсов УВ провинции) более половины (56,1 %) приходится на Оренбургскую ГНО, 17,6 % – на Южно-Предуральскую НГО и 15,5 % – на Бузулукскую НГО. Около 75 % разведочных запасов газа сосредоточено в Оренбургском месторождении.

Начальные потенциальные ресурсы конденсата (1,4 % от общих ресурсов УВ) тяготеют к южным областям Волго-Уральской НГП – Бузулукской НГО (47,5 %), Оренбургской ГНО (46,5 %) и Южно-Предуральской ГНО (6 %) [Объясн. зап..., 1996б].

К настоящему времени в Волго-Уральской НГП открыто 1050 месторождений, в том числе разрабатываются 649 нефтяных и 112 – газовых и газоконденсатных. Средняя плотность бурения в НГП составляет 100–200 пог. м/км². Почти за 70 лет разработки в провинции добыто 6,2 млрд т нефти, преимущественно из месторождений Татарстана (33 %) и Башкортостана (26 %). Пик добычи нефти пришелся на 1977 г. (225 млн т), после чего начался спад до 188 млн т в 1980 г., 110 млн т в 1990 г. и 79 млн т в 1994 г.

Из 1095 млрд м³ добытого газа 3/4 приходятся на Оренбургское месторождение. Максимум добычи был достигнут в 1981 г. (51 млрд м³) с последующим снижением до 34 млрд м³ в 1994 г., в том числе на Оренбургском месторождении 32 млрд м³ [Нефтегазоносность..., 1997].

Характерные типы месторождений и залежей Волго-Уральской НГП представлены на рис. 53.

В качестве факторов, определивших высокий углеводородный потенциал Волго-Уральской НГП, обычно рассматриваются оптимальное сочетание в ее разрезе нефтегазоматеринских, коллекторских и изолирующих толщ. Высокий нефтепродуцирующий потенциал главной материнской доломитовой толщи и др. Н. Ю. Успенская со ссылкой на А. А. Борисова (1962) отмечает региональную закономерность

**ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ
НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ
(Объясн. зап..., 1996б)**

Название областей и их номера	Тектоническая приуроченность	Максимальная мощность осадочного чехла, км (плитный комплекс)	Глубина залегания фундамента	Возраст фундамента	Объем осадочного чехла, тыс. км ³	Стратиграфический диапазон нефтегазоносности
1. Верхнекамская НО	Верхнекамская впадина	3,0	2,0–8,0	Добайкальский	186,9	D ₂ –P ₁
2. Прикамская НО	Висимская впадина	2,8	2,5–6,5	–	54,7	D ₂ –P ₁
3. Северо-Татарская НО	Пермский свод Северо-Татарский свод	2,0	1,5–2,0	–	99,6	D ₂ –C ₃
4. Мелекесская НО	Мелекесская впадина	2,4	1,8–2,5	–	95,2	D ₂ –C ₃
5. Южно-Татарская НО	Южно-Татарский свод	2,7	1,5–7,0	–	159,0	D ₂ –C ₃
6. Уфимская НО	Бирская седловина Благовещенская впадина	2,8	3,0–9,5	–	61,9	D ₂ –C ₃
7. Пермско-Башкирская НГО	Быско-Кунгурская впадина Башкирский свод	2,9	3,5–9,0	–	94,4	D ₂ –P ₁
8. Средне-Волжская НО	Жигулевско-Пугачевский свод	2,4	1,5–5,0	–	45,8	D ₂ –C ₃
9. Бузулукская НГО	Бузулукская впадина	4,4	2,5–5,0	–	231,4	D ₂ –P ₂
10. Оренбургская НГО	Салышская впадина Восточно-Оренбургское поднятие Соль-Илецкий выступ	4,0	3,0–8,0	–	128,6	D ₂ –P ₂
11. Южно-предуральская НГО	Бельская впадина	6,0	9,0–11,0	–	95,8	D ₂ –P ₂
12. Средне-предуральская НГО	Соликамская впадина Юрюзано-Сылвенская впадина	4,0	3,5–8,0	–	174,4	D ₂ –C ₃
13. Нижне-волжская НГО	Рязано-Саратовский авлакоген	6,0	0,5–6,0	–		D ₂ –P ₂

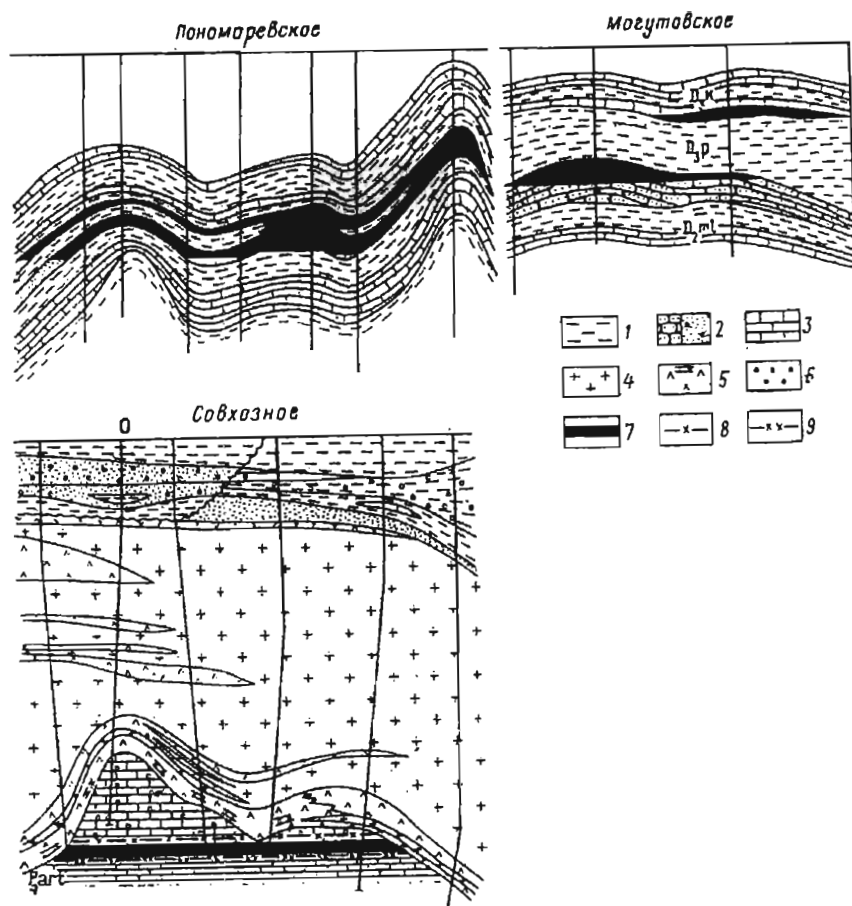


Рис. 53. Типы месторождений и залежей Волго-Уральской провинции

1 — глины, алевролиты, 2 — песчаники с конгломератами, 3 — известняки, 4 — соль, 5 — ангидриты с прослоями доломитов, 6 — газ, 7 — нефть, 8 — газонефтяной конденсат, 9 — водонефтяной конденсат

связи распространения скоплений нефти и газа на востоке Русской платформы с зоной больших градиентов изменения мощностей девонско-каменноугольного комплекса [Успенская, Табасаранский, 1966].

В последние десятилетия некоторые исследователи пытались выявить связь нефтегазоносности территории Татарстана с особенностями строения фундамента. В частности, установлено, что локальные антиклинальные структуры содержат залежи нефти в девонских терригенных отложениях в тех районах, где отмечается соответствие структурных планов докембрийского фундамента и терригенного девона. «Особенно четко это проявляется на западном склоне Южно-Татарского свода, где над блоком фундамента в терригенных отложениях девона отмечаются залежи нефти» [Муслимов и др., 1989]. Кроме того, по результатам бурения 12 глубоких скважин, вскрывших породы кристаллического фундамента на глубину от нескольких сот до 3250 м (скв. 20 000 Мининбаевская) было доказано, наличие в толще фундамента на глубине до 3200 м от его кровли «проницаемых трещиноватых зон коллекторов, по которым свободно циркулируют газонасыщенные флюиды» (скв. 20 000 Мининбаевская, 2092 Черемшанская) [Муслимов и др., 1989].

В настоящей работе, благодаря подготовке новых оригинальных карт глубинного строения и структурно-формационной карты докембрийского фундамента, появилась возможность сравнить строение фундамента с фактическим размещением скоплений нефти и газа в Волго-Уральской НГП. В частности, провинции соответствуют гранулит-гнейсовые области фундамента, где развит гранат-силлиманит-гиперстен-гнейсовый структурно-формационный комплекс. Из сравнения с картой глубинного строения достаточно однозначно следует, что в Волго-Уральском мегаблоке (как, кстати, и в Тимано-Печорском) нефтегазоносность приурочена исключительно или в основном к восточному приуральскому сегменту. Обращает внимание приуроченность двух главных областей концентрации месторождений нефти и газа к тройному (Южно-Татарский свод) и крестообразному (Пермско-Башкирский свод) пересечению межблоковых разломов, что, возможно, способствовало поступлению глубинных высокотемпературных флюидов и тем самым более полной реализации нефтематеринского потенциала рассеянного органического вещества. На вероятность этого вывода косвенно указывает повышенный современный тепловой поток на Южно-Татарском своде.

Мощность консолидированной коры в нефтегазоносных провинциях древней платформы составляет 30–40 км, за исключением района Оренбурга, где она снижается до 22–25 км, при этом для обеих главных областей фактической концентрации месторождений нефти и газа характерно сочетание трех различных подтипов континентальной земной коры: фемической, фемическо-сиалической и сиалическо-фемической с редуцированным гранитным слоем (< 10 км).

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция относится к числу «старых» нефтегазодобывающих регионов, находящихся на поздней стадии освоения сырьевой базы, под которой понимается совокупность разведанных (категории $A + B + C_1$) и предварительно оцененных (категория C_2) запасов, перспективных (категория C_3) и прогнозных (категории $D_1 + D_2$) ресурсов. Для подобных регионов характерны общий дефицит запасов и ухудшение их качественных параметров, резкий рост обвод-

ненности продукции, падение продуктивности эксплуатационных скважин. Геологические возможности подготовки дополнительных запасов невелики и не могут надежно обеспечить ресурсные потребности добывающих предприятий [Нефть России..., 1996].

Средняя выработанность по важнейшим нефтегазоносным областям и длительно эксплуатируемым крупнейшим месторождениям (Туймазинскому, Ромашкинскому, Арланскому и др.) достигает 60–90 %. В последние годы геологоразведочные работы обеспечивают открытие лишь мелких, реже средних по запасам месторождений.

Главными центрами нефтяной промышленности Волго-Уральской НГП являются Татарстан и Башкортостан, обеспечивающие совместно 65 % добычи нефти в провинции. Обе республики характеризуются высокой степенью освоения месторождений и общим остаточным характером сохраняющихся запасов и ресурсов.

В Татарстане в разработке находится 87 % разведочных запасов при средней выработанности открытых месторождений на 67 %, в том числе по крупнейшим Ромашкинскому, Ново-Елховскому и Бавлинскому на 73–85 %. Подготовка запасов уже длительный период ведется за счет мелких месторождений и нефтей ухудшенного качества. Самое серьезное внимание уделяется доразведке разрабатываемых месторождений и совершенствованию технологии разработки с применением дорогостоящих третичных методов (полимерное заводнение, закачка эфира и др.). Неразведанные ресурсы нефти в Татарстане оцениваются в 500 млн т.

В Башкортостане из 158 открытых месторождений в разработку введены 146, охватывающие более 98 % разведочных запасов нефти. Средняя выработанность начальных запасов месторождений достигла 78 %, а по крупнейшим Туймазинскому и Шкаповскому – 79–95 %. Обводненность основных месторождений составляет сейчас 80–98 %. Неразведанные запасы нефти в республике связываются в основном со структурами Предуральского прогиба и Западного Урала и оцениваются в 385 млн т.

Сходным состоянием освоенности запасов и сложной ситуацией с их подготовкой характеризуются и другие административные работы Урало-Поволжья [Нефть России..., 1996].

В общей сумме неразведанных ресурсов ($C_3 + D$) Волго-Уральской провинции 64,0 % составляет нефть, 30,4 % – свободный газ, 3,8 % – растворенный газ и 1,8 % – конденсат.

Неразведанные ресурсы нефти в основном сконцентрированы в Бузулукской нефтегазоносной (около 1/5 общих ресурсов нефти) и Южно-Татарской нефтеносных областях. Далее по значимости идут Средне-Предуральская нефтегазоносная, Верхнекамская и Северо-Татарская нефтеносные области.

Большая часть неразведанных ресурсов нефти находится на доступных и освоенных бурением глубинах, в том числе в интервалах до 1000 м – 14 %, от 1000 до 2000 м – 52 %, на глубинах 2–3 км сосредоточено около 18 %, а в интервале от 3000 до 4000 м – 14 %.

Более 90 % неразведанных ресурсов ($C_3 + D$) свободного газа в Волго-Уральской НГП прогнозируется в пределах трех областей: Южно-Предуральской газонеф-

теносной (около 2/5), Бузулукской (1/3) и Средне-Предуральской (1/6) нефтегазоносных. В Оренбургской нефтегазоносной области неразведанные ресурсы свободного газа составляют всего 3 % от общих ресурсов провинции.

Основная часть неразведанных ресурсов свободного газа размещается на глубинах до 5000 м, в том числе в интервалах от 1000 до 2000 м – 14, 2000–3000 м – 21,1, 3000–4000 м – 14 %, примерно 10 % в интервалах глубин от 4000 до 5000 м, около 30 % предполагается на глубинах свыше 5000 м.

Неразведанные ресурсы конденсата в Волго-Уральской НГП сконцентрированы в основном в пределах Бузулукской нефтегазоносной области (около 3/4 общих ресурсов). Все остальные неразведанные ресурсы приурочены к Южно-Предуральской и Оренбургской областях [Объясн. зап..., 1996б].

Битумы и высоковязкие нефти в Волго-Уральской НГП связаны в основном с пермскими отложениями Мелекесской впадины и обрамляющих ее склонов Южно-Татарского и Токмовского сводов [Гольдберг, 1981; Высоцкий и др., 1991] (рис. 54).

Битумные поля с востока на запад последовательно смещаются во все более молодые интервалы разреза. В частности, большинство битумных залежей в отложениях казанского яруса приурочено к Мелекесской впадине и ближайшим смежным районам; продуктивные отложения уфимского яруса распространены на западном и южном склонах Южно-Татарского свода и в его наиболее приподнятой части; нижнепермский битумоносный комплекс развит на юго-восточном склоне Южно-Татарского свода, к югу от Туймазинско-Бавлинского вала. Это смещение в значительной степени объясняется изменением в том же направлении стратиграфического уровня покрывших.

Сходную зональность обнаруживают и битумные залежи в нефтеносных комплексах девона и карбона, последние значительно смещаются к западу, в сторону Мелекесской впадины.

Битумы пермских отложений почти в 90 % случаев представляют собой скопления дегазированных и окисленных нефтей, приближающихся к мальтам или вязким мальтам (плотность 0,95–0,97; вязкость в пластовых условиях более 1000 мПа.с, высокая смолистость, сернистость до 3,5–4,7 %). Твердые битумы (асфальты, асфальтиты) развиты подчиненно, преимущественно в западном борту Мелекесской впадины.

Существуют различные подходы к определению условий и времени формирования этой крупнейшей по запасам Южно-Татарско-Мелекесской области битумоаккумуляции. Согласно одной из концепций, зональное распределение газов, газоконденсатов, нефтей и битумов в пермских отложениях – это генетически единая цепь последовательных переходов углеводородов от областей их генерации в пермском комплексе (Сакмаро-Уральская и др. впадины) вверх по региональному склону Волго-Уральской антеклизы.

Другие исследователи (В. И. Троепольский, Э. З. Бадамский и др.) предполагают, что пермские битумы обязаны своим происхождением девонским и карбоновым нефтям, которые мигрировали в пермские отложения и подверглись достаточно глубоким преобразованиям. Приуроченность ареалов распространения битумов к современным структурным понижениям (Мелекесская впадина и склоны сопредельных

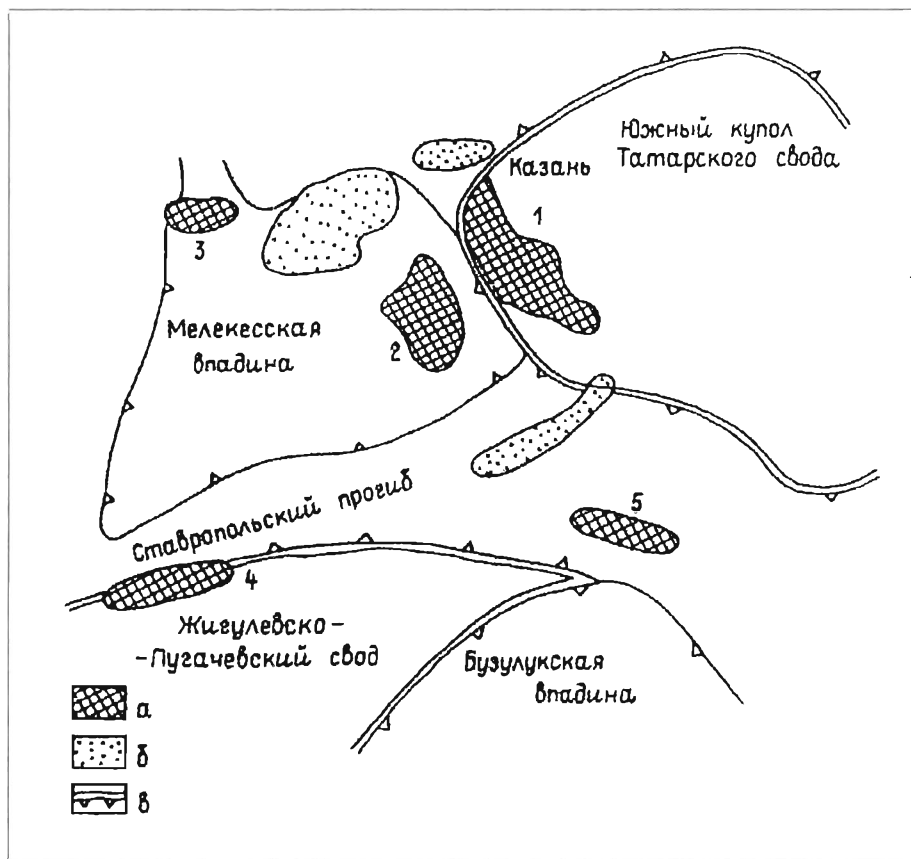


Рис. 54. Схема размещения зон битумонакопления в Волго-Камском нефтегазоносном регионе (сост. Высоцкий и др., 1991)

а - зона битумонакопления (1 - Западно-Татарская, 2 - Восточно-Мелекесская, 3 - Западно-Мелекесская, 4 - Западно-Оренбургская, 5 - Жигулевско-Пугачевская); б - зона битумопроявлений: в - границы основных структурных элементов

сводов) является следствием латерального и вертикального перераспределения УВ в границах единой свертхтектонической ловушки - Татаро-Башкирской антеклизы, подвергшейся в конце палеозоя-начале мезозоя тектонической перестройке, которая привела к расчленению антеклизы на ряд крупных сводов и впадин.

Особенно интенсивное вертикальное перераспределение УВ было приурочено, очевидно, к ослабленным зонам на границе сводов и впадин (в частности, Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины). Это обстоятельство обусловило крупные масштабы нефтенакопления в пермских отложениях под верхней региональной по-крышкой - мощной (более 300-500 м) глинистой толщей татарского яруса. В палео-гене на фоне активного подъема Волго-Уральской антеклизы закладывались, по-ви-димому, по ранее ослабленным зонам речные долины с глубиной вреза до 400 м и более, причем их тальвеги размещались на различных горизонтах перми.

Донеогеновые и современные эрозионные врезы через 20–50 км секут казанские и уфимские отложения. Именно к этим врезам приурочены важнейшие скопления битумов в верхнепермских образованиях. Это предопределено как благоприятными условиями для вертикальной миграции нефти, так и последующим новейшим преобразованием нефти в залежах под воздействием химических, физических процессов и биохимического окисления. Как свидетельство биохимической окисленности рассматриваются низкое содержание Н-алканов, преобладание изопреноидов в составе метановых УВ, отсутствие порфиранов, новообразование катонных и кислот [Гольдберг, 1998].

К западной части Оренбургского свода приурочены месторождения и крупные проявления асфальтитов жильного типа, генетически связанные с Малокапельским и опояранными его разломами. Для поисков месторождений этого типа перспективна зона Туймазинско-Бавлинского и Большекипельского разломов.

Месторождения асфальтитов пластового типа достаточно широко развиты в зоне Жигулевских дислокаций, где они связаны с карбонатными породами в диапазоне от верхнего карбона до казанского яруса включительно.

Проблема металлов в нефтях и битумах в последние десятилетия привлекает к себе внимание многочисленных исследователей в связи с тем, что содержание ряда металлов, в том числе дефицитных, в нефтях и битумах достигает высоких, а в ряде случаев промышленных значений.

Нефтегазоносные провинции Восточно-Европейской платформы относятся к провинциям ванадиевого типа, а эпигерцинские плиты юга России – к провинциям никелевого типа (рис. 55). Средние значения концентраций в нефтях ванадия и никеля изменяются соответственно от 0,5 до 130 и от 0,2 до 60 г/т; в тяжелых сернистых нефтях и малых концентрация ванадия достигает 550–1440 г/т, никеля 120–195 г/т. В твердых битумах, особенно жильных асфальтах и асфальтитах, содержание ванадия иногда превышает 4500, никеля – 520 г/т. Концентрация ванадия почти во всех нефтях и битумах не менее, чем в 1,5–2 раза выше концентрации никеля [Карта нефтегазоносности..., 1996].

Прикаспийская нефтегазоносная провинция

Прикаспийская НГП соответствует крупнейшей одноименной синеклизе на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. В границах России находятся лишь северная и западная бортовые зоны синеклизы общей площадью около 120 тыс. км² (рис. 56).

В российском секторе Прикаспийской впадины открыто 30 месторождений нефти и газа, в том числе крупнейшее в Европе Астраханское газоконденсатное месторождение. Куммулятивная добыча из всех этих месторождений составила 0,5 млн т нефти и 30 млрд м³ газа, включая 23 млрд м³ из Астраханского месторождения (рис. 57).

Специфической особенностью Прикаспийской синеклизы является огромная мощность (до 8–10 км) и сложный состав осадочного чехла, в котором главную роль

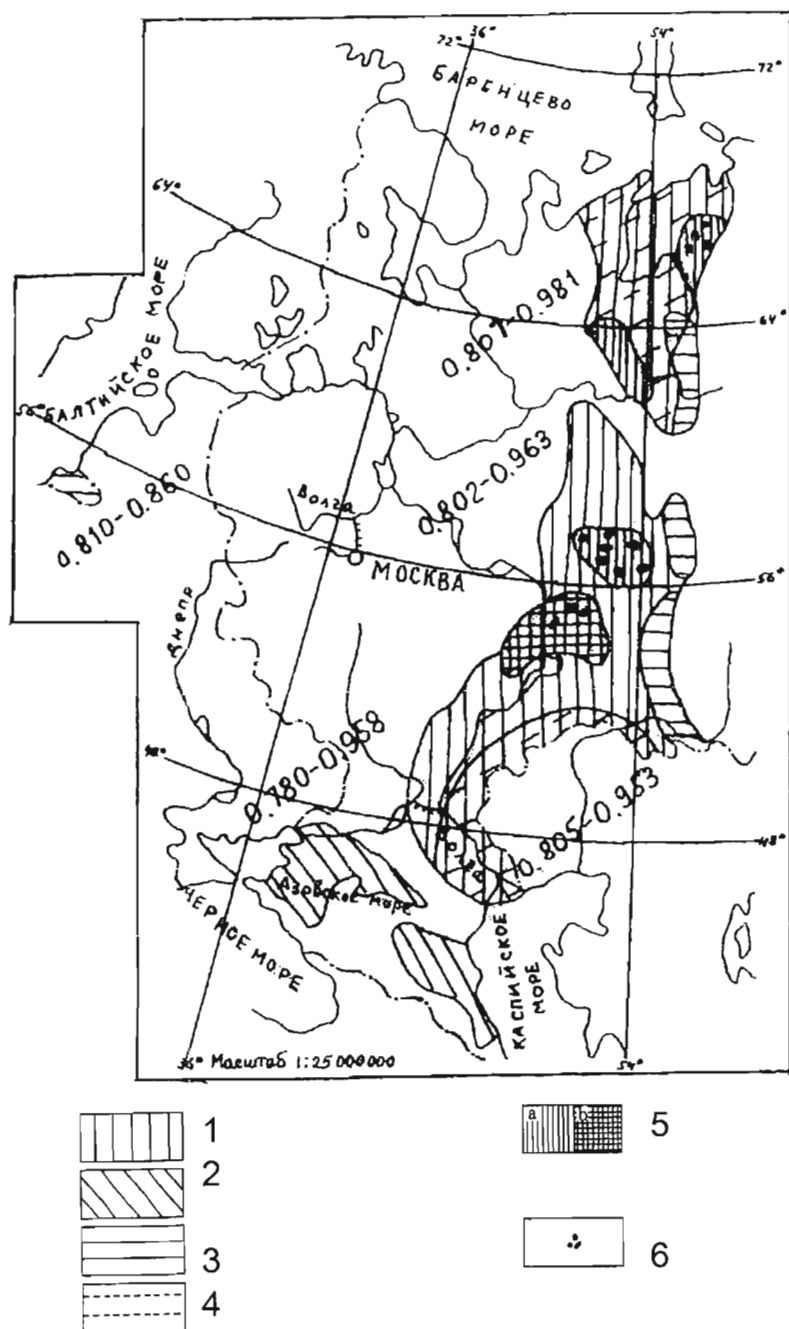


Рис. 55. Карта повышенной металлоносности нефтей

1-4 - нефтеметаллогенические провинции: 1 - ванадиевого типа, 2 - никелевого типа, 3 - цинкового типа, 4 - с повышенным содержанием серы; 5 - районы распространения ванадиеносных нефтей и битумов (a - с повышенным содержанием (>0.83), б - с промышленным содержанием); 6 - месторождения. Цифрами обозначена удельная плотность нефтей

играет мощная соленосная толща, разделяющая надсолевые и подсолевые отложения, резко отличающиеся по масштабу и условиям нефтегазоносности [Нефтегазоносность..., 1997].

Подсолевой мегакомплекс включает вендско-девонский, среднедевонско-нижнефранский и среднефранско-артинский комплексы суммарной мощностью 4–6 км. Литофациальный состав, толщины и стратиграфический объем выделяемых комплексов значительно варьируют по площади и по вертикали.

Солевой мегакомплекс развит повсеместно и слагает диапиры, соляные гряды, соляные подушки, вызывающие сложные деформации в надсолевом мегакомплексе. Толщина соли в раздувах может достигать 7–9 км, а в межкупольных зонах она резко уменьшается, иногда до полного выклинивания.

Надсолевой мегакомплекс сложен преимущественно терригенными отложениями при подчиненной роли карбонатных и сульфатно-соленосных.

Подсолевой мегакомплекс регионально нефтегазоносен и содержит около 96 % суммарных ресурсов УВ при явно выраженном преобладании газовых УВ. Характерно высокое (до 20 %) содержание в нефтях и газах подсолевого мегакомплекса сероводорода, что предъявляет особые требования к добыче и переработке такого сырья. Надсолевой мегакомплекс содержит лишь 4 % общих ресурсов УВ провинции, на территории РФ он преимущественно газонасен, сероводород в нефтях и газах отсутствует или его содержание незначительно.

В подсолевых отложениях в российском секторе Прикаспийской НГП выделяется пять нефтегазоносных комплексов.

Средне- верхнедевонский терригенный комплекс мощностью до 600 м содержит газоконденсатные залежи на Западно-Ровненском и Краснокутском месторождениях. Коллекторы – песчаники и алевролиты, региональная покрывка – глины кыновского горизонта.

В верхнедевонском карбонатном комплексе мощностью до 400 м коллекторами являются известняки и доломиты, а покрывкой – глины задонского и елецкого горизонтов. Газонефтяные и газовые залежи в этом НГК открыты на Западно-Ровненском и Краснокутском месторождениях.

Нижнекаменноугольный терригенный НГК характеризуется мощностью до 250 м, резервуары сложены песчаниками, в качестве зональной покрывки рассматриваются глины, аргиллиты и глинистые известняки тульского и алексинского горизонтов. В НГК открыты две газоконденсатные и одна нефтегазоконденсатная залежь, на Лиманско-Грачевском месторождении.

Нижне- среднекаменноугольный (серпуховско-нижнебашкирский) карбонатный НГК имеет мощность до 800 м, коллекторами служат известняки и доломиты, покрывкой – глины и аргиллиты мелекесско-визейского возраста, а на юге – глинисто-кремнисто-карбонатные образования подсолевой перми и соленосные породы кунгурского яруса. С этим НГК связана газоконденсатная залежь Астраханского месторождения, газ которой содержит 25 % H_2 , 15 % CO_2 , 224 г/м³ конденсата (рис. 57).

Нижнепермский карбонатный или сульфатно-карбонатный НГК мощностью до 800 м характеризуется преимущественной газонасностью, хотя в нем вскрыты газонефтяные и нефтяные залежи. Коллекторы – известняки и доломиты, региональная покрывка – соленосная кунгурская толща.



Рис. 56. Прикаспийская нефтегазоносная провинция (Нефтегазоносность..., 1997)

I–II – крупнейшие тектонические элементы обрамления (I – кряж Карпинского, II – Волго-Уральская антеклиза)

1–4 – нефтегазоносные области (цифры в кружках): 1 – Астраханско-Калмыцкая, 2 – Западно-Прикаспийская, 3 – Северо-Прикаспийская, 4 – Центрально-Прикаспийская; 1–9 – месторождения: 1 – Астраханское, 2 – Пустынное, 3 – Совхозное, 4 – Южно-Плодовитенское, 5 – Федоровское, 6 – Лиманско-Грачевское, 7 – Кирилловское, 8 – Старшиновское, 9 – Уральское

В надсолевом мегакомплексе, который содержит преимущественно газовые и газоконденсатные залежи, выделяют три продуктивных комплекса.

Верхнепермско-триасовый терригенный, иногда терригенно-карбонатный НГК мощностью до 2300 м и более в качестве коллекторов включает песчаники и известняки; зональные покрывки сложены глинами. К данному НГК приурочены как нефтяные, так и газовые месторождения.

В юрско-нижнемеловом терригенном НГК мощностью до 3000 м резко преобладают газовые залежи, исключением служит Башкульское нефтяное месторождение. Коллекторы сложены разновозрастными песчаниками.

Кайнозойский (палеоцен-плиоценовый) терригенный НГК мощностью до 1600 м содержит единичные газовые залежи в песчаных пластах, перекрытых локальными глинистыми покрывками.

В пределах российской части территории Прикаспийской НГП выделены три нефтегазоносные области (НГО), имеющие продолжение в Казахстане (рис. 56): Западно-Прикаспийскую площадью 75 тыс. км², к которой приурочено крупнейшее

Астраханское газоконденсатное месторождение; Северо-Прикаспийскую площадью 12 тыс. км² и Центрально-Прикаспийскую НГО [Нефтегазоносность..., 1997].

Наиболее широким диапазоном нефтегазоносности характеризуется Западно-Прикаспийская НГО, где продуктивны отложения как подсолевого мегакомплекса (девон, карбон и подсолевая пермь), так и надсолевого (триас, мел, кайнозой). В Северо-Прикаспийской НГО продуктивны подсолевые отложения (каменноугольно-нижнепермские), а в Центрально-Прикаспийской НГО, где подсолевой мегакомплекс залегает на недоступных глубинах, продуктивны только надсолевые отложения (триас, юра).

Недра Прикаспийской НГП, несомненно, содержат крупные ресурсы газа, нефти и конденсата, однако вовлечение их в народнохозяйственный оборот требует решения целого комплекса сложных технических и экономических задач.

Балтийская нефтеносная область

Балтийская НО располагается на территории России лишь частично, охватывая 15 тыс. км² территории Калининградской области и 11 тыс. км² сопредельного шельфа Балтийского моря (рис. 51). Тектонически она соответствует одноименной синеклизе. В осадочном чехле области выделяются четыре структурно-формационных комплекса: вендско-балтийский терригенный (толщиной до 270 м), нижнекембрийско-нижнедевонский терригенно-карбонатный (1700 м), среднедевонско-нижнепермский карбонатно-терригенный (800 м) и верхнепермский терригенный толщиной 1500 м.

Из открытых 17 нефтяных месторождений (в том числе двух морских) разрабатывается 13, из которых с 1975 г. добыто 23 млн т нефти.

Продуктивными нефтеносными являются три комплекса: среднекембрийский, нижнеордовикский (тремадокско-аренигский) и нижнеордовикско-нижнесилурийский (верхнеаренигско-лландоверийский).

В среднекембрийском нефтеносном комплексе (НК) мощностью до 270 м коллекторы представлены песчаниками, в роли региональной покрышки выступают глины и глинисто-карбонатные породы. С этим НК связано 95 % углеводородных ресурсов Балтийской НО.

Нижнеордовикский терригенно-карбонатный НК мощностью до 100 м содержит залежи нефти на Гусевском и Западно-Гусевском месторождениях. Коллекторы – песчаники и известняки, покрышки (зональные и локальные) сложены глинами и глинистыми известняками.

В нижнеордовикско-нижнесилурийском карбонатном НК мощностью до 200 м выявлена залежь нефти на Гусевском месторождении в карбонатном резервуаре под глинистой покрышкой [Нефтегазоносность..., 1997].

Как перспективные рассматриваются силурийские карбонатные и нижне-среднедевонские отложения. Однако в целом углеводородный потенциал российского сектора Балтийской НО невелик. В то же время в связи с высокоразвитой инфраструктурой рентабельными для освоения здесь являются даже небольшие (первые сотни тонн) месторождения нефти.

Северо-Донецкий нефтегазоносный район

Северо-Донецкий НГР (рис. 51) расположен на севере Ростовской области, в непосредственной близости к открытому Донбассу; тектонически соответствует узкой (20–30 км), наиболее опущенной краевой части Воронежской синеклизы, ограниченной с севера и юга крупными разломами. Толщина моноклинально залегающего осадочного чехла, представленного палеозоем, пермо-триасом, мелом и палеогеном, достигает 1500–1600 м.

В районе выявлено 13 небольших, преимущественно газовых месторождений. Продуктивны терригенные и терригенно-карбонатные отложения среднего карбона [Нефтегазоносность..., 1997].

Московская и Мезенская потенциально нефтегазоносные области

Эти регионы, начиная с 1930-х годов, когда в них были начаты региональные нефтепоисковые работы, числятся в категории перспективных. Однако, несмотря на значительные объемы выполненных исследований, включая бурение около 80 и 20 глубоких скважин соответственно в пределах Московской и Мезенской синеклиз, окончательного ответа о степени перспективности синеклиз, их первоочередных районах и комплексах осадочного чехла еще не получено [Нефтегазоносность..., 1997; Жарков и др., 1998].

В Московской синеклизе к перспективным относятся вендско-нижнекембрийский, среднекембрийско-силурийский и девонский интервалы разреза. Этот вывод подкрепляется кратковременными притоками нефти с водой на Даниловской и Нейской площадях и газа – на Ледичковской площади [Нефтегазоносность..., 1997].

В Мезенской синеклизе в качестве перспективного предполагаются рифейские и нижнепалеозойские отложения. Судя по результатам новейших геохимических исследований, в рифее Мезенской синеклизы нефтегазоматеринские породы присутствуют, а качество их оценивается как низкое или среднее. Катагенез ОВ в верхней части вендских отложений практически не вышел за пределы подстадии протокатагенеза, и поэтому на роль нефтегазоматеринских отложений этот интервал разреза не подходит. С нефтегенерационной точки зрения, к перспективным относятся наиболее прогнутые зоны Мезенской синеклизы [Жарков и др., 1998].

Северо-Кавказская нефтегазоносная провинция

Приуроченная к Скифской эпигерцинской платформе Северо-Кавказская НГП охватывает территории Краснодарского и Ставропольского краев, республик Адыгея, Кабардино-Балкария, Северная Осетия, Ингушетия, Чечня, Дагестан и Калмыкия, частично Ростовской и Астраханской областей, а также смежных акваторий Азовского и Каспийского морей суммарной перспективной площадью 286 тыс. км², из которых 75 тыс. км² приходится на акватории.

С севера Скифская плита граничит со структурами Восточно-Европейской платформы, а с юга – с альпийскими складчатыми сооружениями Б. Кавказа. Между последними и собственно платформенными структурами Скифской плиты располагаются Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, разделенные Адыгейским и Минераловодским выступами.

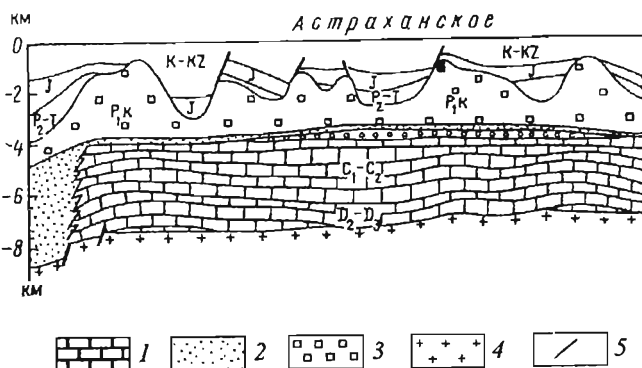


Рис. 57. Схематический геологический профиль через Астраханское месторождение (Нефтегазоносные..., 1983)

1 – карбонаты, 2 – терригенные породы, 3 – эвапориты, 4 – фундамент, 5 – разрывные нарушения

В разрезе осадочного чехла Скифской плиты выделяется ряд нефтегазоносных комплексов, охватывающих широкий стратиграфический интервал от триаса до неогена.

Триасовый НГК развит в наиболее погруженных структурных зонах. Коллекторы преимущественно трещинно-кавернозного типа, карбонатные, перекрытые глинистыми и алеврито-глинистыми породами. В отложениях этого НГК выявлены небольшие по запасам нефтяные и газовые залежи на месторождениях Зимне-Ставкинско-Правобережном, Челбасском, Восточно-Безводненском и др., как правило, в интервале глубин 3500–4500 м.

Юрский НГК развит значительно шире, характеризуется мощностью до 1500–2500 м, песчано-алевролитовыми резервуарами в нижне-среднеюрских отложениях и каверно-трещиноватыми карбонатными – в верхнеюрских. Региональный флюидоупор – сульфатно-соленосные отложения, локальными покрывками служат глинисто-алевролитовые пачки в доверхнеюрской части разреза. В этом НГК выявлено более 100 залежей нефти и газа, преимущественно мелких по запасам.

Нижнемеловой НГК распространен весьма широко, характеризуется песчано-алевролитовыми коллекторами под региональной глинистой покрывкой позднеальбского возраста и многочисленными локальными покрывками. Среди выявленных в НГК преимущественно газовых и газоконденсатных залежей присутствуют крупные, с запасами до 40–50 млрд м³ (месторождения Ленинградское, Мирненское, Кушевское).

Верхнемеловой НГК – важнейший в провинции по концентрации ресурсов УВ – развит главным образом в пределах Терско-Каспийского прогиба и прилегающих к нему с севера районах Скифской плиты. Среди коллекторов преобладают трещиноватые известняки, изолирующую роль выполняют пачки глин и глинистых известняков. Для выявленных в НГК более 50 нефтяных и нефтегазовых залежей характерен широкий диапазон глубин залегания – от 310 до 5600 м.

Палеогеновый НГК, широко развитый в Северо-Кавказской НГП, делится на две части по типу разреза и фазовому составу содержащихся в них УВ. В нижней части терригенно-карбонатного состава преобладают газовые залежи, среди которых крупнейшее в НГП Северо-Ставропольско-Пелагиадинское газовое месторождение с начальными запасами около 225 млрд м³. Покрышкой для этих залежей служат глины майкопской серии.

В верхней терригенной части палеогенового НГК коллекторами служат пласты песчаников и алевролитов, экраном – глинистые породы. В этой части НГК обнаружены залежи нефти (Индоло-Кубанский прогиб и Ставропольский свод) и газа (Ставропольский свод).

Неокомский терригенный НГК характеризуется высокочемкими резервуарами и надежными глинистыми флюидоупорами, что способствовало формированию ряда крупных месторождений (Анастасиевско-Троицкое нефтегазовое. Старогрозненское, Октябрьское, Малгобек-Вознесенское нефтяные и др.). Общее число открытых в НГК залежей нефти и газа около 100 [Нефтегазоносность..., 1997].

По особенностям геологического строения и размещения месторождений нефти и газа по площади и разрезу в составе Северо-Кавказской НГП выделяются шесть нефтегазоносных областей (НГО) – Индоло-Кубанская, Западно-Предкавказская, Центрально-Предкавказская, Восточно-Предкавказская, Терско-Каспийская и кряжа Карпинского, а также Азовский самостоятельный газоносный район (СГР) (рис. 58).

Индоло-Кубанская НГО площадью 13,6 тыс. км² соответствует одноименному передовому прогибу и характеризуется продуктивностью кайнозойских отложений.

В Западно-Предкавказской НГО площадью 74 тыс. км² в ресурсах УВ около 90 % составляет газ, возрастной интервал продуктивности – от триаса до неогена.

Центрально-Предкавказская НГО площадью 18 тыс. км² соответствует Ставропольскому своду с толщиной осадочного чехла до 2 км. В ресурсах УВ резко преобладает газ. Подавляющая часть начальных разведанных запасов газа сконцентрирована в палеогеновых отложениях на Северо-Ставропольско-Пелагиадинском месторождении.

Восточно-Предкавказская НГО площадью 14,6 тыс. км² характеризуется резким преобладанием нефти (80 %) в общей величине ресурсов УВ и широким возрастным диапазоном продуктивности от триаса до неогена при доминирующей роли меловых НГК, содержащих 46 % ресурсов УВ всей области.

Терско-Каспийская НГО соответствует одноименному прогибу площадью 40,5 тыс. км², содержит 1/3 общего нефтегазового потенциала Северо-Кавказской НГП, характеризуется преимущественной нефтеносностью (60 %) и широким возрастным диапазоном продуктивности – от триаса до неогена.

Всего 3 % общих нефтегазовых ресурсов провинции содержат недра НГО кряжа Карпинского при резком преобладании нефти (почти 70 %). Основной НГК – нижнемеловой.

Азовский СГР располагается в пределах одноименного докембрийского выступа и характеризуется толщиной осадочного чехла от 400 до 2000 м. Продуктивные базальные слои альба, отдельные горизонты верхнего мела и палеогена.

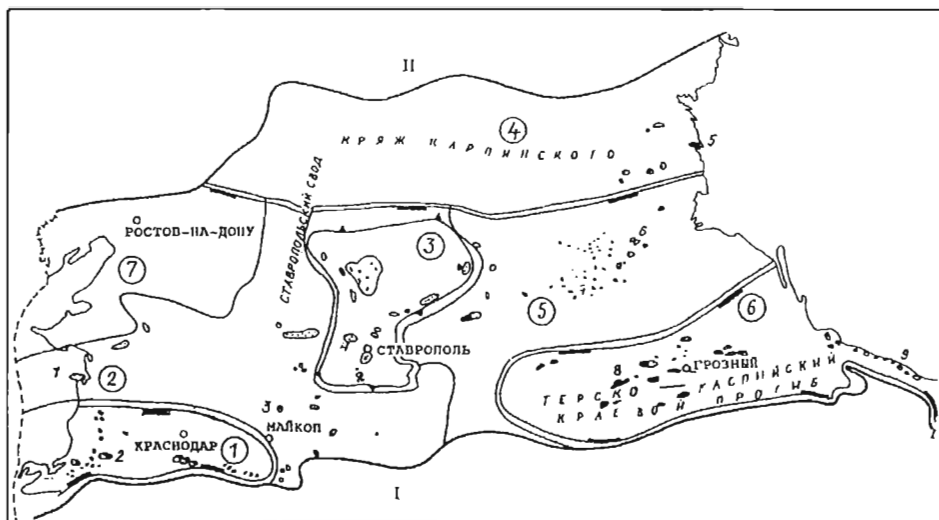


Рис. 58. Северо-Кавказская нефтегазоносная провинция (Нефтегазоносность..., 1997)

I-II – крупнейшие тектонические элементы обрамления: *I* – Мегантиклинорий Большого Кавказа, *II* – Восточно-Европейская платформа.

1-7 – нефтегазоносные области (цифры в кружках): *1* – Индо-Кубанская, *2* – Западно-Предкавказская, *3* – Центрально-Предкавказская, *4* – кряж Карпинского, *5* – Восточно-Предкавказская, *6* – Герско-Каспийская, *7* – Азовский район; *1-9* – месторождения: *1* – Бейсугское, *2* – Анастасиевско-Троицкое, *3* – Майкопское, *4* – Северо-Ставропольско-Пелагиадинское, *5* – Каспийское, *6* – Южно-Таловское, *7* – Ачикулакское, *8* – Карабулак-Халукское, *9* – Дагестанские Огни

Северо-Кавказская НГП является самой старой нефтегазодобывающей территорией России. За 135 лет освоения здесь открыто более 320 нефтяных и газовых месторождений, из которых часть почти или полностью выработана. К 1995 г. в провинции добыто 838,0 млн т нефти и 665 млрд м³ газа. Пик добычи нефти пройден в 1971 г. (35 млн т), а газа – в 1968 г. (49 млрд м³). В 1994 г. добыча нефти и газа составила соответственно 6 млн т и 5 млрд м³. Перспективы подготовки запасов в провинции весьма ограничены и реализуются в основном за счет мелких, сложно-построенных месторождений, поднадвиговых зон, немногочисленных малоизученных площадей и интервалов осадочного чехла. Как регион возможных значительных открытий может рассматриваться лишь российский сектор акватории Каспийского моря.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (ТНП) является одним из крупнейших регионов на территории Российской Федерации, обеспеченных минерально-сырьевыми ресурсами и развитой нефтедобывающей отраслью, достаточной для ее устойчивого развития на ближайшую перспективу.

На территории ТНП сосредоточены огромные запасы углеводородного сырья. По состоянию на 01.01.1999 г. здесь выявлено более 200 месторождений нефти и газа (рис. 59). В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции промышленная нефть

тегазоносность установлена в стратиграфическом диапазоне от среднего ордовика до среднего триаса; нефтегазопоявления отмечены также в верхней части рифейских отложений, в нижнем ордовике и юре. Диапазон нефтегазоносности увеличивается в пределах наиболее подвижных (мобильных) тектонических элементов – валов и мегавалов и существенно сужается в пределах стабильных, малоподвижных тектонических элементов. Наиболее широко развиты залежи нефти в терригенных отложениях среднего девона–нижнефранского подъяруса верхнего девона (154 залежи), верхней перми (60) и в карбонатных отложениях верхнего девона (110), карбона–нижней перми (90), ордовика–нижнего девона (60). Соотношение количества выявленных залежей в терригенных и карбонатных отложениях приблизительно равно, так же как и соотношение выявленных крупных и средних по запасам залежей к мелким (в карбонатных комплексах – около 20 % и в терригенных – около 25 %). По своим начальным извлекаемым запасам (НИЗ) УВ большая часть месторождений ТПП (66 %) мелкие (НИЗ УВ категорий $A+B+C_1+C_2$ менее 10 млн т.т.), 14 % – это крупные месторождения (с запасами УВ > 30 млн т.т.). Надо отметить, что на долю 25 крупных месторождений приходится более 72 % НИЗ УВ категорий $A+B+C_1+C_2$.

Большинство учтенных Государственным балансом запасов полезных ископаемых месторождений нефтяные (146 в пределах суши), 23 газовые и газоконденсатные, остальные смешанные; 40 месторождений (27 нефтяных, 5 газовых и газоконденсатных и 8 смешанных) находится в разработке, 18 (12 нефтяных, 2 газоконденсатных и 4 смешанных) подготовлено к разработке (запасы нефти газа утверждены Государственной комиссией по запасам), остальные 118 (95 нефтяных, 16 газовых и газоконденсатных и 7 смешанных) находятся в разведке или в консервации.

Наибольшее количество месторождений открыто в Хорейверской (52), Печоро-Колвинской (40) и Ижма-Печорской (37) нефтегазоносных областях. Всего в разрезе осадочного чехла от верхнего ордовика до среднего триаса выявлено 548 залежей нефти и газа.

Наибольшее количество остаточных (за вычетом добычи) разведанных запасов УВ категорий $A+B+C_1+C_2$ содержится на месторождениях Печоро-Колвинской НГО. На втором месте находится Хорейверская НГО, на третьем – Варандей-Адзвинская.

Разведанность начальных суммарных ресурсов (НСР) нефти составила на 01.01.1999 г. более 52 %, газа 48 %. Наиболее разведаны ресурсы нефти в Тиманской НГО (95 %), наименее в Северо-Предуральской (11 %). В остальных областях разведанность НСР нефти изменяется в пределах 38–62 %. Самая высокая разведанность НСР газа отмечается также в Тиманской НГО (73 %), самая низкая – в Ижма-Печорской (31 %), в Печоро-Колвинской и Северо-Предуральской областях она составляет соответственно 68 и 34 %.

Всего на 01.01.1999 г. из месторождений Республики Коми извлечено около 380 млн т нефти. Выработанность начальных суммарных ресурсов (НСР) составляет 18,5 %, начальных извлекаемых запасов кат. $A+B+C_1$ – 41 %. На территории Ненецкого АО эксплуатируются два нефтяных месторождения и одно газовое с годовой добычей нефти около 3 млн т и газа 200 млн м³.

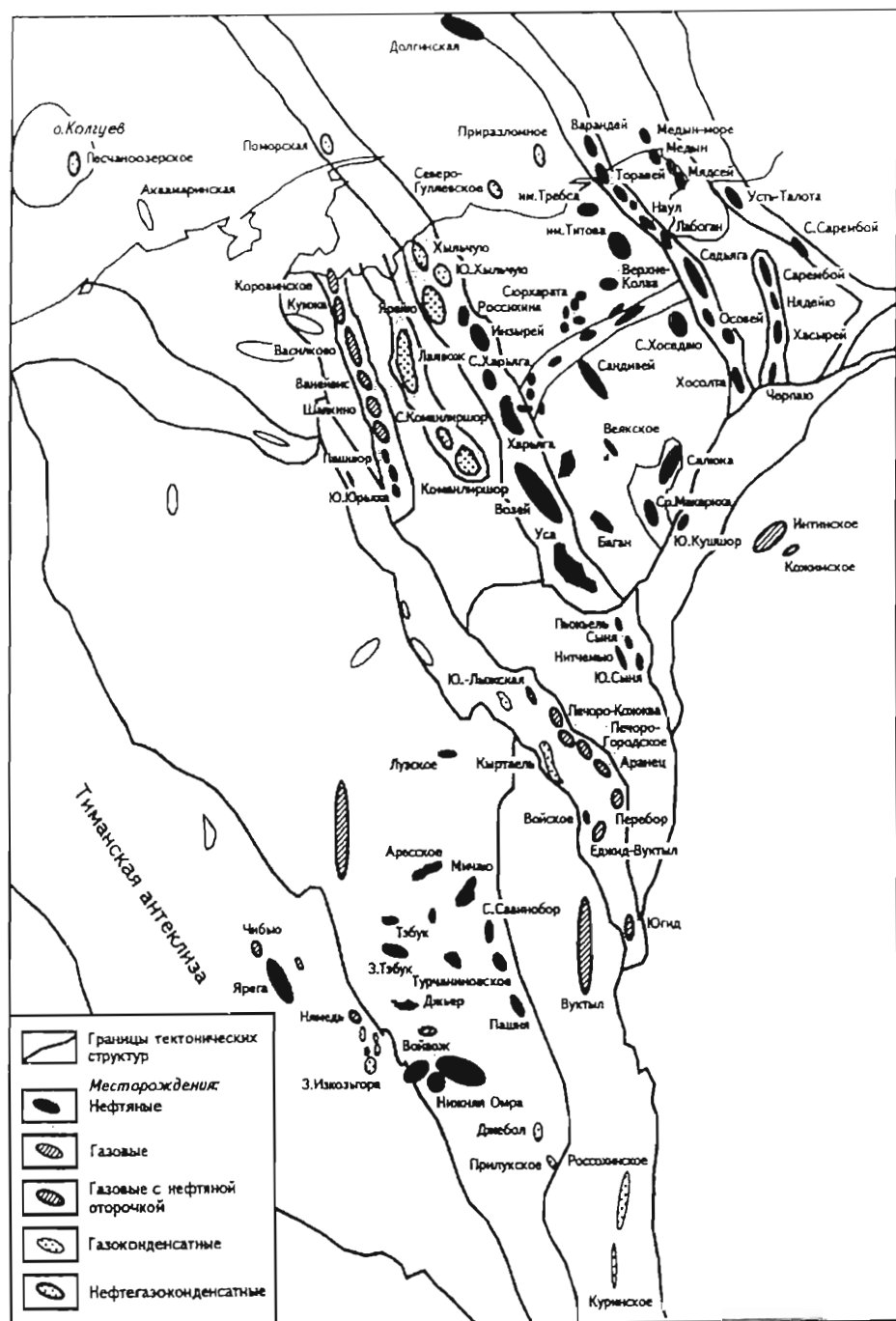


Рис. 59. Важнейшие месторождения УВ-сырья в Тимано-Печорской НГП (по Т. А. Кирюхиной и др., 2003)

За весь период проведения нефтегазопроисковых работ по состоянию на 1.01.1999 г. опроисковано более 600 объектов. На каждом третьем опроискованном объекте открыто месторождение углеводородного сырья.

Сырьевая база для добычи нефти создана и в Ненецком автономном округе – в пределах восточной и центральной частей Хорейверской и в Варандей-Адзвинской НГО, а газа – в Нарьян-Марском районе на базе подготовленной к разработке группы газоконденсатных месторождений Шапкина-Юрьяхинского и Лайско-Лодминского НГР.

Вместе с тем, потенциальные возможности недр ТПП остаются достаточно высокими и возможности стабилизации объемов добычи углеводородного сырья, компенсированной ежегодным приростом промышленных запасов в пределах необходимой кратности (2,5–3,0 раза) при соответствующих инвестициях, вполне реальны. Начиная с 1996 г. в провинции удалось добиться стабилизации добычи нефти и даже небольшого ее роста.

Начиная с 1965 г. уровни добычи нефти, конденсата и газа начали стремительно возрастать, достигнув максимальных уровней в 1980–1983 гг.

Однако после 1983 г. уровни добычи углеводородного сырья (УВС) начали снижаться за счет резкого падения добычи газа и отсутствия ввода новых месторождений.

Характерной чертой тектонического строения региона является чередование мобильных (Тиманский, Печоро-Колвинский, Варандей-Адзвинский и Предуральский) и стабильных (Ижма-Печорский и Большеземельский) блоков. Мобильные блоки отличаются преобладанием структур одних и тех же простираний, с относительно высокими амплитудами и широким развитием разрывных нарушений.

Стабильные блоки состоят из структур различных простираний, сравнительно пологих, изометричных, малоамплитудных. В пределах стабильных блоков фундамент погружен на 4–6, мобильных – до 10–12 км. В пределах мобильных блоков диапазон промышленной нефтегазоносности охватывает почти весь платформенный чехол (от ордовика до триаса). Здесь сосредоточено около 70 % начальных ресурсов нефти и подавляющая часть газа.

Структуры, приуроченные к стабильным блокам, заметно уступают как по стратиграфическому диапазону, так и по масштабам нефтегазоносности осадочного чехла.

Наиболее значительные скопления углеводородов концентрируются в пределах Печоро-Колвинского авлакогена, восточного борта Хорейверской впадины, южной части Ижма-Печорской впадины, в Верхнепечорской впадине и на валу Сорокина. Потенциальные возможности силурийских, нижнедевонских, кунгурско-верхнепермских и мезозойских (в первую очередь триасовых) отложений, в которых в последние годы выявлены залежи УВ, изучены недостаточно. Слабо изучены также карбонатные отложения нижнего карбона и верхнего девона.

В нижнепалеозойских отложениях нефть и газ приурочены к карбонатным коллекторам порового и трещинно-порового типа. Залежи располагаются на глубинах 3–5,6 км. В пределах Хорейверской впадины к нижнепалеозойским и нижнедевонским отложениям приурочено около 50 % залежей нефти.

Терригенные среднедевонско-нижнефранские отложения, перекрытые регионально развитой тиманско-саргаевской глинистой покрывшей, продуктивны во всех тектонических зонах, где установлено их присутствие. С ними связаны многочисленные пластовые сводовые, структурно-стратиграфические (преобладают), стратиграфические и литологические залежи нефти, а также газа. Месторождения, как правило, многопластовые. На юге провинции залежи УВ концентрируются в двух районах: на северо-восточном склоне Тимана и в южной части Ижма-Печорской впадины, где развиты газовые и нефтегазовые месторождения (за исключением Ярегского месторождения тяжелой нефти). На остальной части Ижма-Печорской впадины развиты исключительно нефтяные, насыщенные газом залежи (кроме газовой залежи III пласта Пашнинского месторождения). На севере провинции все известные месторождения комплекса расположены в пределах Печоро-Колвинского авлакогена. Подавляющее большинство месторождений находится вблизи региональных зон выклинивания песчаных горизонтов среднего девона, контролировавших в течение всей геологической истории, начиная со среднего девона, аккумуляцию и пространственное распределение УВ, мигрировавших по региональному подъему пластов.

Нефть и газ приурочены к песчаным резервуарам. Их пористость достигает 22–25 % и уменьшается в северном и восточном направлениях. Плотность нефти, как правило, небольшая (0,83–0,87 г/см³). Распределение залежей определяется распространением терригенных девонских отложений.

Верхнедевонские карбонатные отложения в последние 10 лет выдвинулись в число наиболее перспективных в провинции. Залежи приурочены либо к структурным ловушкам, расположенным в зонах развития карбонатных фаций шельфового типа, либо к органогенным ловушкам или структурам их облекания. Наиболее благоприятны для концентрации УВ зоны пересечения крупноамплитудных поднятий с бортами некомпенсированных прогибов, с которыми связаны рифы.

Месторождения УВ, приуроченные к терригенным нижнекаменноугольным отложениям, известны пока только на юге провинции, где развиты мощная турнейская песчано-глинистая толща, выполняющая позднедевонскую некомпенсированную впадину, и терригенно-угленосные средневизейские отложения.

Визейско-нижнепермский карбонатный комплекс, перекрытый регионально развитой глинистой на западе и севере и сульфатно-галогенной на востоке покрывшей, продуктивен главным образом в северных районах провинции и в Предуральском прогибе. Он является вторым основным нефтегазоносным комплексом. Большинство месторождений УВ расположено в пределах шести крупных районов: на Шапкина-Юрьянском, Лайском и Колвинском валах Печоро-Колвинского авлакогена (газ, конденсат, нефть), на Варандейском валу Варандей-Адзвинской структурной зоны (нефть), в Верхнепечорской впадине (газоконденсат) и Косью-Роговской впадине (газ, нефть). Небольшие по размерам залежи нефти встречены в Ижма-Печорской и Хорейверской впадинах. Месторождения по типу массивные и пластово-массивные, они приурочены обычно к крупноамплитудным валам и поднятиям. Коллекторами служат выщелоченные и трещиновато-пористые известняки и доломиты.

Пористость меняется от нескольких до 25–30 %. В среднем она равна 12–16 %. На северо-западе число залежей нефти и газа резко возрастает. Глубины залегания их около 1100–2500 м. Нефти имеют различную плотность, до 0,97 г/см³ на Усинском крупнейшем нефтяном месторождении. В Северо-Предуральском прогибе распространены газовые месторождения. Для северной части Косью-Роговской впадины характерно большое содержание сероводорода в газе. Преимущественно нефтеконденсатные и газоконденсатные залежи распространены в северной части Печоро-Колвинского авлакогена.

Скопление углеводородов в кунгурских, верхнепермских и триасовых отложениях развиты в основном в северных районах, где на отдельных месторождениях встречено до 10 залежей. Состав флюидов в залежи находится в прямой зависимости от изолирующих свойств покрышек: встречены как газоконденсатные, так и чисто нефтяные, в том числе тяжелые нефти. В Ижма-Печорской впадине, где указанные отложения залегают на небольших глубинах (до 1200 м), они литологически изменчивы и не содержат хороших покрышек, присутствуют только небольшие литологические залежи нефти в песчаной пачке в основании казанского яруса. Коллекторы здесь представлены песчаниками с пористостью 15–18 %.

В нижнем триасе выделяются два основных продуктивных песчаных пласта: базальный песчаный пласт и песчаник в шапкинской свите нижнего триаса. Пористость песчаников достигает 25–30 %. Залежи нефти и газа выявлены на о. Колгуев, на Колвинском мегавале, на валу Сорокина, где развиты преимущественно тяжелые, высоковязкие нефти, по типу залежи преимущественно пластовые и литологически ограниченные.

Нефтегазогеологическое районирование

На тектонической основе с учетом литофациальных, геолого-геохимических и других критериев проведено нефтегазогеологическое районирование Тимано-Печорского осадочного бассейна. В пределах него выделяются нефтегазоносные области (НГО), нефтегазоносные районы (НГР) и зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) (рис. 60).

1. Тиманская НГО включает один НГР (Ухто-Ижемский), где установлена промышленная нефтегазоносность среднедевонско-нижнефранского терригенного НГК. Залежи нефти выявлены в присводовой части Ухто-Ижемского вала, газа – приурочены к антиклиналям и ловушкам в зонах выклинивания и стратиграфического срезания среднедевонских песчаных тел. В пределах НГО установлено крупное Ярегское месторождение нефти, разрабатываемое шахтным способом.

2. Ижма-Печорская НГО (на территории одноименной впадины) состоит из Джебольского, Омра-Сойвинского, Велью-Тэбукского и Верхнелыжско-Лемъюско-го районов (залежи нефти и газа в среднедевонско-нижнефранском и семилукско-турнейском НГК). В Мичаю-Пашнинском районе, приуроченном к одноименному валу, диапазон нефтегазоносности изменяется от среднего девона до верхней перми.

На севере Ижма-Печорской НГО в пределах двух выделяемых районов (Тобышско-Нерицкий и Седухинско-Кипиевский) промышленные скопления установлены

лишь в первом из них в узком стратиграфическом диапазоне (рифогенные отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона).

Наиболее крупные месторождения в пределах НГО – Западно-Тэбукское, Пашнинское, Восточно-Сотчемью-Талыйюское, Нижнеомринское и Верхнеомринское.

3. Печоро-Колвинская НГО приурочена к одноименному авлакогену. Здесь выделяются нефтегазоносные районы: Кыртаельско-Печоргородский с залежами нефти и газоконденсата в песчаниках среднего девона и карбонатных отложениях франского и фаменского ярусов верхнего девона (Кыртаельское, Южно-Кыртаельское, Северо-Кожвинское, и др. месторождения); Мутноматериково-Лебединский, в пределах которого установлено одно месторождение нефти (Южно-Терехевейское) с продуктивными рифогенными верхнедевонскими отложениями; Шапкина-Юрьяхинский (в пределах одноименного инверсионного мегавала) с широким диапазоном нефтегазоносности – от песчаников среднего девона до триаса (с юга на север наблюдается строгая дифференциация залежей по углеводородному составу – от чисто нефтяных на юге до газоконденсатных на севере). В пределах Шапкина-Юрьяхинского НГР выявлены крупные газовые и газоконденсатные скопления в пермско-каменноугольных карбонатных отложениях (Коровинское, Кумжинское, Василковское и Ванейвисское месторождения).

Лайско-Лодминский НГР (Денисовский прогиб) содержит залежи газоконденсата в силурийских карбонатных отложениях (Западно-Командиршорское II), нефти в песчаниках среднего и верхнего девона (Командиршорское, Верхнелайское), нефти и газоконденсата в рифах верхнего девона (Верхнеамдермаельское, Северо-Командириюрское) и газоконденсата в карбонатных отложениях верхнего карбона и нижней перми (Лаявожское).

В Харьяга-Усинском НГР (южная и центральная части Колвинского мегавала) выявлены залежи нефти и газа во всех известных в провинции НГК. В южной части нефтеносны отложения от силура до триаса включительно (Усинское, Возейское, Харьягинское), наиболее крупные нефтяные месторождения провинции – Инзырейское, Северо-Харьягинское, Ошское и др.

В северной части Колвинского мегавала выделен Ярейюский НГР с нефтегазоносностью преимущественно в верхних НГК (каменноугольно-нижнепермский карбонатный, верхнепермский и триасовый терригенные). Здесь увеличивается доля газоконденсата (Ярейюское и Южно-Хыльчуйское нефтегазоконденсатные, им. Ю. Россихина и Хыльчуйское нефтяные месторождения).

4. Хорейверская НГО расположена в пределах одноименной впадины. Нефтеносность установлена на всей территории Коллависовского НГР (южная, центральная и восточная части НГО). Ее диапазон от ордовикско-нижнедевонского до визейско-нижнепермского карбонатных НГК. Залежи нефти в отложениях нижнего силура структурно-стратиграфического типа в пределах Большеземельского палеосвода и его обрамления (Верхневозейское, Баганское, Сандивейское и др.). В восточной части НГР установлены залежи, приуроченные к нижнедевонским, последовательно выклинивающимся пластам в сторону вала Сорокина (им. Р. Требса, им. А. Титова). В центральной части НГО выявлена крупная зона развития органогенных построек линейного типа верхнего девона. В пределах зоны нефтенакопления выявлены

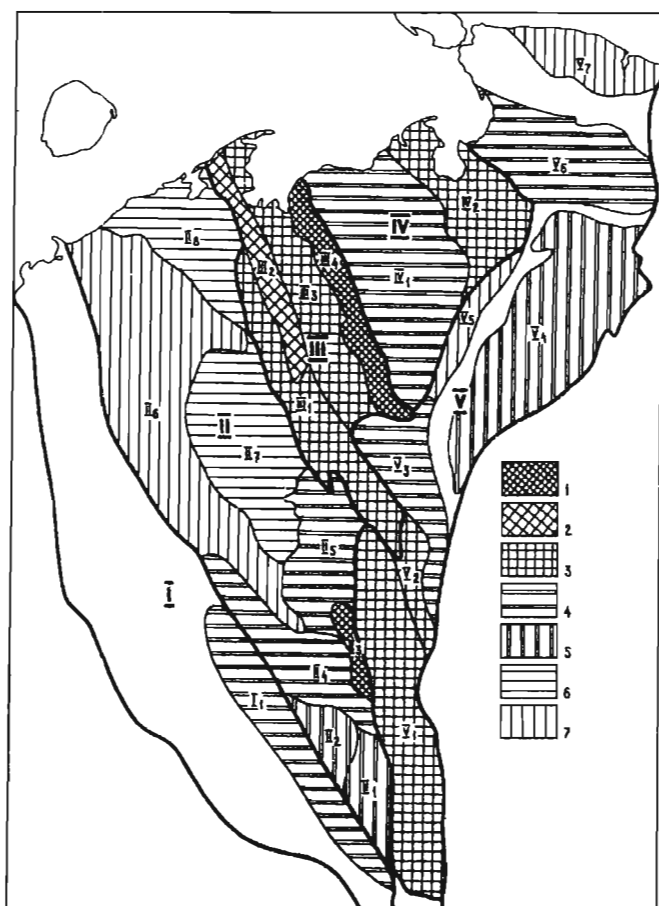


Рис. 60. Нефтегазоносное районирование и распределение начальных потенциальных ресурсов нефти и газа в Тимано-Печорской провинции

1-2 — границы (1 — нефтегазоносных областей, 2 — нефтегазоносных районов); 3-7 — уд. плотность начальных потенциальных ресурсов углеводородов (от высоких к низким)

Нефтегазогеологическое районирование: I — Тиманская нефтегазоносная область, в т. ч. I₁ — Ухто-Ижемский нефтегазоносный район; II — Ижма-Печорская нефтегазоносная область, в т. ч. II₁ — Джебольский, II₂ — Овра-Сойвинский, II₃ — Мичаю-Пашнинский, II₄ — Велью-Тэбукский, II₅ — Верхнелыжско-Лемъюский нефтегазоносные районы и II₆ — Тобьшский, II₇ — Брыкаланский, II₈ — Малоземельско-Колтуевский перспективные нефтегазоносные районы; III — Печеро-Колвинская нефтегазоносная область, в т. ч. III₁ — Печеро-Кожвинский, III₂ — Шапкино-Юрьяхинский, III₃ — Лайско-Лодминский, III₄ — Колвинский нефтегазоносные районы; IV — Хорейвер-Мореюская нефтегазоносная область, в т. ч. IV₁ — Хорейверский, IV₂ — Варандей-Адзвинский нефтегазоносные районы; V — Северо-Предуральская нефтегазоносная область, в т. ч. V₁ — Верхнепечорский, V₂ — Среднепечорский, V₃ — Большепесынинский, IV₄ — Косью-Роговской нефтегазоносные районы и V₅ — Хоседаюский, V₆ — Коротайхинский, V₇ — Карский перспективные нефтегазоносные районы

средние по размерам месторождения (Ардалинское, Западно-Хоседаюское, Северо-Хоседаюское, Тэдинское, Южно-Сюрхаратинское и др.). В южной части Колвави-совского НГР также распространены органогенные постройки кольцевого типа позд-недевонского возраста (Сандивейское, Баганское, Веякошорское, Южно-Веякское и др.). В юго-восточной части района выделяется Салюкинско-Макарихинская зона нефтенакопления с залежами в ордовикско-нижнедевонском и каменноугольно-нижнепермском НГК (Среднемакарихинское, Нижнемакарихинское, Салюкинское).

В северо-западной части НГО выделен Чернореченский НГР. Только в последние 5 лет в нем был получен промышленный приток нефти из верхнедевонских карбонатных отложений (Табровыхинское).

5. Варандей-Адзъвинская НГО полностью совпадает со сложнопостроенной структурно-тектонической зоной. Особенностью строения зоны являются линейные надвигово-блоковые структуры валов Сорокина и Гамбурцева, блоково-чешуйчатые Сарембой-Леккейягинские дислокации и приразломные складки Толотинской системы надвигов.

Вал Сорокина с прилегающей частью Морейюской депрессии на западе НГО выделяется в Сорокинский НГР. Диапазон нефтеносности необычайно широк – от нижнего девона до триаса включительно (Варандейское, Торавейское, Южно-Торавейское, Наульское, Лабоганское, Седьягинское, Осовейское, Хосолтинское и Подверьюское нефтяные месторождения). Залежи, расположенные на небольших глубинах в триасовых песчаниках, содержат преимущественно трудноизвлекаемые (высоковязкие и тяжелые) нефти.

Большую часть Варандей-Адзъвинской НГО занимает Верхнеадзъвинский НГР. Здесь нефтеносны в основном нижние горизонты осадочного чехла – от силурийско-нижнедевонских до верхнедевонских и ассельско-сакмарских рифогенных отложений. Большая часть месторождений располагается в пределах сложнопостроенных валов Сарембой-Леккейягинского, Талотинского, Медынского и Гамбурцева. В пределах последнего залежи располагаются как в автохтонной, так и аллохтонной частях.

Всего в пределах области выявлено 21 нефтяное месторождение. По плотности разведанных запасов нефти Варандей-Адзъвинская НГО превосходит все остальные области провинции.

6. Северо-Предуральская НГО приурочена к Предуральскому краевому прогибу. С севера на юг выделяются нефтегазоносные и перспективные районы. Самый северный – Кортаихинский – перспективный, приуроченный к одноименной впадине. Далее в пределах Косью-Роговской впадины выделяются три района – Воркутский, Кочмесский и Интинско-Лемвинский с залежами газа в отложениях от верх-несилурийских до нижнепермских. Перспективны и глубокопогруженные ордовикские отложения. Среднепечорский и Большесынинский НГР генетически тесно связаны с Печоро-Колвинским авлакогеном. Продуктивные комплексы Среднепечорского района аналогичны комплексам Печоро-Колвинского мегавала среднедевонско-нижнефранского терригенного НГК и верхнедевонско-турнейского карбонатного НГК. Промышленная нефтеносность в Большесынинском районе связана с карбонатными отложениями нижней перми и терригенными верхней перми.

В Верхнепечорской впадине выделяются три района – Вуктыльский с газоносностью верхневизейско-нижнепермского НГК и незначительными нефтепроявлениями из верхнего девона и визейских терригенных отложений (здесь находится в разработке самое крупное на Европейском севере Вуктыльское газоконденсатное месторождение), Верхнепечорский НГР с продуктивными среднедевонско-нижнефранскими терригенными и верхнедевонско-турнейскими карбонатными отложениями и Курьинско-Патраковский с незначительными залежами в верхневизейско-нижнепермском и верхнедевонско-турнейском НГК.

Хоседаюский НГР соответствует территории гряды Чернышева. Наиболее перспективен в пределах НГР верхнеордовикско-нижнедевонский и верхнефранско-турнейский НГК, в которых установлены залежи на Усино-Кушшорском и Южно-Степковожском месторождениях.

7. Малоземельско-Колгуевский самостоятельный нефтегазоносный район выделяется в пределах одноименной моноклинали. Его северное продолжение сочленяется с региональным погружением Южно-Баренцевской впадины. Промышленная нефтегазоносность установлена только на о. Колгуев в верхнепермских и триасовых терригенных отложениях. В континентальной части НГР подготовлено к глубокому бурению значительное количество перспективных объектов по отложениям от верхнедевонских до нижнепермских.

В пределах Тимано-Печорской провинции главными областями нефтенакпления являются Ижма-Печорская, Хорейверская и Варандей-Адзвинская, газонакопления – Северо-Предуральская и смешанного нефтегазонакопления – Печоро-Колвинская. Последняя выделяется наибольшими суммарными ресурсами УВ в провинции. Распределение начальных суммарных ресурсов нефти и газа по субъектам Федерации (Республика Коми и Ненецкий автономный округ) приблизительно равное. В пределах Республики Коми оцененные НСР газа в полтора раза превышают ресурсы Ненецкого автономного округа. И наоборот, в пределах НАО начальные суммарные ресурсы нефти на 20 % превышают ресурсы РК.

Нефтегазоносные комплексы

На основании тектонического, геолого-геохимического анализа с учетом других критериев нефтегазоносности проведено нефтегазогеологическое районирование ТПП, позволяющее выявить основные закономерности распределения нефтегазоносности как по разрезу осадочного чехла, так и по всей площади провинции (рис. 61).

Структурно-формационный анализ (выделение структурных и формационных подразделений осадочного чехла и закономерностей их распространения), распределение резервуаров и экранирующих толщ, характер нефтегазоносности разреза дают возможность обособить в осадочном чехле ТПП 6 основных нефтегазоносных комплексов (НГК) с доказанной промышленной нефтегазоносностью.

1. Ордовикско-нижнедевонский карбонатный НГК выделяется в объеме верхней части среднего, верхнего ордовика, силура и нижнего девона, распространен почти на всей рассматриваемой территории. Глубина залегания комплекса от 1–2 (Ижма-Печорская впадина) до 6–9 км (Печоро-Колвинский авлакоген, Предуральс-

кий прогиб). В нижней части комплекса (ордовик), нефтегазоносность которой установлена в Хорейверской впадине, присутствуют известняково-доломитовая, сульфатно-доломитовая и терригенно-сульфатно-карбонатная пачка общей толщиной 140–490 м. Коллекторы распространены ограниченно (коэффициент проницаемости до 13 %, трещинная проницаемость от 2–5 до 12 фм²), приурочены к известняково-доломитовой пачке, экранирующая толща терригенно-сульфатная либо галогенная (в Косью-Роговской впадине).

Распространенные почти повсеместно отложения нижнего силура (лиандовейский ярус мощностью 300–650 м и венлокский до 800 м) представлены преимущественно карбонатными породами, в том числе биогенными (известняки и вторичные доломиты), обладающими в пределах Большеземельского свода улучшенными коллекторскими свойствами в зоне выхода их под региональную кыновско-саргаевскую покрывку и срезания верхней части силурийского разреза (пористость 7–10 % до 15 %, проницаемость 10–100 фм²), тип коллектора кавернозно-поровый.

Верхнесилурийская часть разреза характеризуется коллекторами невысокого качества, распространенными локально.

Нижнедевонский разрез представлен морскими карбонатными и глинисто-карбонатными породами. Пласты-коллекторы приурочены к верхней части овинпармского горизонта (известняково-доломитовая пачка мощностью 70–200 м) и установлены в восточной части Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской структурной зоне (эффективная пористость 6–15 %). Здесь они выходят под региональную кыновско-саргаевскую покрывку.

Ордовикско-нижнедевонский НГК в последние годы выдвинулся в число важнейших нефтеперспективных объектов. В нем заключено 19,2 % начальных суммарных ресурсов (НСР) ТПП и 19,3 % всех прогнозных ресурсов нефти, причем около 58 % сосредоточено в пределах Хорейверской впадины и Варандей-Адзвинской структурной зоны.

2. Среднедевонско-нижнефранский терригенный НГК с глубиной залегания от 100–200 м (Ухто-Ижемский вал) до 5 км и более в Предуральском прогибе разделяется на два подкомплекса: среднедевонско-пашийский и нижнефранско-поддоманиковский.

Первый из них представлен мощной (до 1000 м) толщей терригенных пород, распространение и стратиграфический объем которых в значительной степени определяется амплитудой предкыновского размыва, в наибольшей степени проявившегося над древними палеоподнятиями (Большеземельский свод и др.).

В юго-восточной части Ижма-Печорской впадины, в ряде районов Печоро-Колвинского авлакогена в разрезе преобладают выдержанные по площади песчаники и алевролиты с хорошими коллекторскими свойствами (пористость 15–22 %, проницаемость 150–1000 фм²). На остальной территории (Верхнепечорская впадина, Среднепечорское поднятие, южная часть Шапкина-Юрьяхинского вала, Лыжско-Кыртаельский вал и др.) развиты низкоемкие коллекторы (пористость 7–10 %, эффективная мощность 4–22 м).

Нижнефранский поддоманиковый подкомплекс (тиманский и саргаевский горизонты) распространен почти на всей территории ТПП, его максимальная

Эратема	Система	Отдел	Ярус, подъярус	Горизонт	Ижма-Печорская НГО												Печоро-			
					ТНГО	Тобышско-Нерицкий НГР	Верхнелыжско-Лемъюский НГР	Велью-Губукский НГР	Мичаю-Пашинский НГР	Омра-Сойвинский НГР	Джебельский НГР	Селухинско-Кипинский НГР	Мутноматериково-Лебединский НГР	Кыргальско-Печегородский НГР						
MZ	K	J	T	P	C	D	S	O	PR	Ухто-Ижемский НГР	Тобышско-Нерицкий НГР	Верхнелыжско-Лемъюский НГР	Велью-Губукский НГР	Мичаю-Пашинский НГР	Омра-Сойвинский НГР	Джебельский НГР	Селухинско-Кипинский НГР	Мутноматериково-Лебединский НГР	Кыргальско-Печегородский НГР	
																				Ухто-Ижемский НГР
		J3																		
		J2																		
		J1																		
		T3																		
		T2	T21																	
			T2a																	
			T1o																	
			T1i																	
			T1																	
			P2	P2kz+t																
				P2u																
				P1k																
			P1	P1ar2																
				P1+s																
			C3																	
			C2	C2m																
				C2b																
				C2s																
			C1	C2v	Окский															
				C2t	Кожимский															
				D3fm3																
				D3fm2																
				D3fm1																
				D3f3																
				D3f2	Доманиковский															
					Саргаевский															
				D3f1	Тиманский															
					Джьерский															
					Яранский															
				D2zv	Старооскольский															
					Колвинский															
				D2ef	Омринский															
					Кедровский															
					Бийский															
					Койвенский															
			D1	D1p																
				D1l																
			S2																	
			S1																	
			PR																	

Рис. 61 Схема стратиграфической приуроченности нефтегазоносности ТПП

1-3 – промышленные залежи (1 – нефти, 2 – газа, 3 – газоконденсата); 4, 5 непромышленные пригои (4 – нефти, 5 – газа); 6 – отсутствие отложений

ХНГО – Хорейвер-Моренюская НГО, ВАНГО – Варандей-Адзвинская НГО, ТНГО – Тиманская НГО

мощность (до 1000 м) в грабенообразных прогибах, минимальная (до 50 м) – в Ижма-Печорской впадине, на обширной территории Печоро-Колвинского авлакогена (юг Лайского и Колвинского валов), южной части Хорейверской впадины, во впадинах Предуральского прогиба.

В целом тиманско-саргаевская карбонатно-глинистая толща является региональной покрывкой в составе рассматриваемого комплекса, а в случае отсутствия среднедевонско-пашийского подкомплекса – и для нижележащего ордовикско-нижнедевонского.

Рассматриваемый комплекс обладает наибольшими в ТПП начальными ресурсами нефти (23 % от всех суммарных). Кроме того, в нем содержится 19,7 % НСР газа. Степень разведанности этого комплекса превышает 67 % за счет высокой разбуренности в старейшем нефтегазоносном регионе провинции (юг Ижма-Печорской впадины), а также в пределах южной части Печоро-Колвинского авлакогена.

3. Верхнефранско- (семилукско-) гурнейский карбонатный НГК с глубиной залегания от 1–1,5 до 5 км и более в Предуральском прогибе отличается развитием разнофациальных толщ – от глубоководных доманиковых и до биогенно-карбонатных (органогенные постройки).

Максимальная мощность (более 2 км) установлена в пределах Печоро-Колвинского инверсионного мегавала и Среднепечорского поперечного поднятия, а также (1000–1300 м) инверсионных сооружений Печоро-Колвинского авлакогена и Варандей-Адзвинской структурной зоны.

В составе комплекса выделяются протяженные зоны органогенных построек, выявленных на различных стратиграфических уровнях (семилукско-ветлоянская, сирахойская, ухтинская, фаменско-раннетурнейская зоны).

Коллекторы органогенных построек – порового, кавернозно-порового и трещинно-каверново-порового типов, пористость от 8–12 до 15–17 %, проницаемость единицы и десятки фм². За пределами органогенных построек, а также и в их составе установлены низкоемкие коллекторы (Ижма-Печорская впадина, северная часть Печоро-Колвинского авлакогена, Верхнепечорская впадина и др.).

Неблагоприятным фактором для сохранения УВ в этом комплексе является отсутствие региональной покрывки, а поэтому зачастую наблюдается переток нефти и газа из верхнефранских органогенных тел в структуры облекания, созданные фаменскими биогенно-карбонатными образованиями. В последних развита зональная глинисто-карбонатная покрывка (толща Г).

НСР комплекса по нефти – 19,6, по газу 4,3 % от всех ресурсов ТПП, доля прогнозных ресурсов выше из-за относительно невысокой разведанности комплекса: по нефти – 22,1, по газу – 7,4 %.

Нижнесредневизейский терригенный комплекс выделяется в объеме угленосно-терригенных отложений малиновско-яснополянского возраста и развит во впадинах Предуральского краевого прогиба, в Варандей-Адзвинском и Печоро-Колвинском авлакогенах. Толщина его от 80–100 до 300–400 м. Имеет подчиненное значение.

4. Верхневизейско-нижнепермский карбонатный НГК (глубина залегания 1,5–6 км) распространен почти на всей территории ТПП. В нем выделены два подкомплекса: верхневизейско-верхнекаменноугольный и нижнепермский. В первом из них два природных резервуара – окско-серпуховский и протвинско-верхнекаменноугольный, разделенные сульфатными и глинисто-карбонатными пачками. При этом нижний резервуар распространен ограниченно, верхний регионально. Коллекторы высокой и средней емкости развиты в Ижма-Печорской впадине, Печоро-Колвинском авлакогене, Хорейверской впадине, Варандей-Адзвинской зоне (пористость биогенных доломитизированных известняков и вторичных доломитов до 31–34 %, проницаемость до 1000 фм² и более). Высокоемкие коллекторы образовались по изначальным пористым биогенным известнякам в результате доломитизации и карстования. Зоны развития коллекторов средней и низкой емкости расположены в Предуральском прогибе, северной части Печоро-Кожвинского вала, на Мичаю-Пашнинском валу. Зональной покрывкой для резервуаров нижнего подкомплекса являются карбонатно-глинистые породы нижней перми, а в зоне их отсутствия – глинистые породы мезозоя.

Нижнепермский карбонатный подкомплекс (ассельский, сакмарский и артинский ярусы) известен на всей рассматриваемой территории. В нем выделены три типа разреза: западный (чередование известняков и доломитов с прослоями сульфатов – до 250 м), центральный (биогенные карбонаты, органогенные постройки – 150–200 м) и восточный (маломощная 70–80 м карбонатно-терригенная толща). Органогенные постройки приурочены к ассельскому и сакмарскому ярусам.

Коллекторы средней и высокой емкости (пористость до 20–25 % и более, проницаемость до 500–1000 фм²), представленные биогермными известняками и вторичными доломитами, широко развиты в Печоро-Колвинском авлакогене, где сосредоточена преобладающая часть залежей УВ, связанных с рассматриваемым НГК.

Зона развития коллекторов низкой емкости и высокой трещинной проницаемости расположена в Предуральском прогибе. Здесь в биогенных известняках пористость, как правило, до 5, редко достигает 11–15 %. На северо-востоке ТПП присутствуют лишь тонкие прослои низкоемких детритовых известняков.

Карбонатно-терригенные породы артинского яруса распространены в северной части ТПП, где развиты коллекторы низкой и средней емкости.

Зональной покрывкой являются в южных районах ТПП аргиллиты верхнеартинского подъяруса и галогенно-терригенные образования кунгурского яруса, в северных районах – карбонатно-глинистые породы низов артинского яруса, а при их отсутствии – глинистые отложения кунгурского и уфимского яруса.

Оцененные начальные суммарные ресурсы (НСР) нефти и газа верхневизейско-нижнеартинского НГК составляют 34,1 % от всех НСР Тимано-Печорской провинции. Особенно велика часть сосредоточенного в этом НГК газа при высокой степени разведанности (60 %) – 57,6 % от всех НСР по газу ТПП. Остаточные ресурсы газа в основном в пределах Предуральского краевого прогиба.

5. Верхнепермско-триасовый терригенный НГК состоит из двух подкомплексов: верхнепермского и триасового.

В целом для песчаных пластов коллекторов нижнего подкомплекса (мощность его изменяется от 100–800 м в платформенной части до 3–4 км в Предуральском прогибе) характерна литологическая изменчивость по площади и разрезу даже в пределах локальных структур. Наиболее высокые коллекторы связаны с отложениями уфимского яруса центральной части Денисовской впадины, Колвинского мегавала, вала Сорокина, верхнеуфимского, казанского и татарского ярусов Колвинского мегавала, юго-востока Хорейверской впадины (пористость 20 % и более). На остальной территории ГНИ – коллекторы средней и низкой емкости. Покрышка зональная (нижнеуфимские глины в северных и северо-западных районах провинции) и локальная (глинистые пласты) на остальной территории.

Триасовый подкомплекс (50–2200–3000 м) включает образование конусов выноса, аллювиальных озерно-аллювиальных и др. фаций.

Коллекторы приурочены к базальным частям ритмов, в виде песчаных линз встречаются в регрессивных частях. Преобладают глинистые покрышки – зональные и локальные. Коллекторы – высокые и средние – охватывают практически всю территорию ТПП.

НСР рассматриваемого комплекса составляют 15,2 % по нефти и 11,7 % по газу от всех ресурсов провинции, остаточные ресурсы нефти 19,6, газа – 16,6 %.

В размещении залежей УВ определяющую роль играет структурный фактор. Среди всех выявленных зон нефтегазоаккумуляции (ЗНГА) около 45 % контролируется высокоамплитудными линейно вытянутыми структурами I и II порядка – мегавалами и валами. Месторождения, приуроченные к таким структурам, в основном многопластовые: в среднем на одно месторождение здесь приходится 4 залежи, в то время как в остальных структурных элементах 23,0 % ЗНГА приурочено к структурным ступеням и террасам, остальные 25 % к дислокациям.

Наибольшие ресурсы УВ и большинство крупных (запасы нефти и газа более 30 млн т у.т.) месторождений (20 и 25) приурочены к ЗНГА, находящимся под двойным структурным контролем (линейные высокоамплитудные структуры I и II порядка). Далее следуют зоны, связанные с тектоническими элементами, где менее выразительный структурный фактор (структурные ступени, террасы) подкрепляется контролем стратиграфического и литологического экранирования. Наименьшие плотности НСР связаны с ЗНГА, у которых отсутствуют хорошо выраженные структурные позиции II порядка, а малоамплитудные локальные объекты сочетаются с литологически невыдержанными природными резервуарами.

Наиболее богатыми в отношении нефтегазоносности являются территории авлакогенов – Печоро-Колвинского и Варандей-Адзьевинского. В их пределах (суммарная площадь составляет всего около 16 % всей перспективной территории бассейна) прогнозируется более 43 % всех НСР УВ. Таким образом, для авлакогенов характерна максимальная плотность ресурсов УВ – более 62 тыс. т условного топлива (тыс. т у.т.) на 1 км², что в 2–10 раз больше, чем в других областях. На территории авлакогенов открыто 60 месторождений, которые содержат более 55 % всех начальных извлекаемых запасов (НИЗ) УВ категории А+В+С₁+С₂ бассейна. К ним приурочено около 70 % всех крупных месторождений нефти и газа, в которых учтено 42 % всех НИЗ УВ категорий А+В+С₁+С₂.

В пределах авлакогена и других тектонически активных областей наиболее богатые ЗНГН приурочены к краевым структурам: валу Сорокина, Колвинскому мегавалу и Шапкина-Юрьянскому валу. НСР УВ этих трех структур составляют 28,1 % всех ресурсов ТПБ, хотя их суммарная площадь немногим более 4 % всей площади бассейна. Для этих структурных элементов характерна исключительно высокая плотность НСР УВ – от 128,7 тыс. т у.т./км² на Колвинском мегавалу до 245,4 на валу Сорокина. В пределах рассматриваемых краевых структур открыто 40 месторождений (23 % всех месторождений ТП НГБ) со 176 залежами нефти и газа (~ 33 % всех выявленных залежей в бассейне), из них 14 месторождений крупных (более половины всех крупных месторождений бассейна). Практически все открытые здесь месторождения многопластовые.

Наиболее уникальным в отношении нефтегазоносности является Колвинский мегавал. Для него характерны:

- наивысшая концентрация запасов УВ категорий $A+B+C_1+C_2$ – здесь открыто 15 месторождений (в т.ч. 6 крупных и крупнейших) с 92 залежами УВ (17 % всех залежей в ТПНГБ);

- наибольшая в провинции средняя величина месторождений – более 54 млн т у.т. НИЗ УВ категорий $A+B+C_1+C_2$;

- наивысшее число залежей на месторождениях – в среднем более 6 залежей на каждом;

- наиболее широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности – залежи УВ установлены в отложениях верхнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми, нижнего триаса.

Неразведанные ресурсы УВ (перспективные категории C_3 и прогнозные категории Д) ТП НГБ, несмотря на высокую степень изученности по оценкам, выполненным во ВНИГРИ, незначительно уступают уже разведанным запасам. Наибольшее количество ресурсов нефти прогнозируется в Печоро-Колвинской (24 %) и Хорейверской (22 %) НГО, газа – в Северо-Предуральской (74 %). Среди нефтегазоносных комплексов наиболее богатыми по содержанию неразведанных ресурсов нефти являются средневизейско-нижнепермский (22 %) и доманиково-турнейский (21 %), свободного газа – средневизейско-нижнепермский (37 %) и верхнеордовикско-нижнедевонский (15 %). Основная доля неразведанных ресурсов (62 % нефти и 60 % газа) прогнозируется в карбонатных коллекторах.

По плотности неразведанных ресурсов нефти первое место занимает Варандей-Адзвинская НГО (90 тыс. т/км²), второе – Хорейверская (50 тыс. т/км²), третье – Печоро-Колвинская (45 тыс. т/км²). Наибольшая плотность ресурсов свободного газа прогнозируется в Северо-Предуральской НГО (10 млн м³/км²). Хорейверская и Варандей-Адзвинская нефтегазоносные области являются моонефтяными. Большая часть неразведанных ресурсов нефти прогнозируется на глубинах до 3 км.

Тимано-Печорский бассейн обладает значительным резервом для подготовки запасов нефти и газа и наращивания объемов добычи, что подтверждается результатами геолого-экономической оценки запасов и ресурсов нефти и газа.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие полезные ископаемые в европейской части России представлены ископаемыми углями, горючими сланцами и торфом.

Уголь. Недра рассматриваемого региона богаты ископаемыми углем. Процессы угленакопления с некоторыми перерывами происходили в течение почти 360 млн лет, включая средний–поздний девон, карбон, пермь, раннюю–среднюю юру, отчасти мел, палеоген–неоген (верхний олигоцен–верхний миоцен) и неоген.

Самые древние угленосные отложения, датируемые средним и поздним (франкий и фаменский ярусы) девоном, известны на Тимане, вблизи Казани и в Подмосковном бассейне (Селижарово-Андреапольский и Рязжский районы), содержат липтобиолитовые и гумусовые полублестящие, полуматовые клареновые угли. Наиболее распространены средне- и высокоугленасыщенные угленосные отложения карбона. Их нижняя часть мощностью до 100–200 м в составе визейского (бобринковский, тульский горизонты) и частично серпуховского (алексинский горизонт) ярусов тяготеет к субширотной полосе в центральных и восточных областях ВЕП. К ней приурочены Подмосковный и Камский угольный бассейны. Угленосный карбон (верхнее визе–верхний отдел) вскрытой мощностью до 2–6 км отмечается также на юго-западе региона в Восточном Донбассе. Кроме того, угленосный средний–верхний карбон фиксируется в районе Кубано-Лабинской группы месторождений Северного Кавказа.

Пермские угленосные отложения в объеме кунгурского–татарского ярусов мощностью до 4000–6000 м развиты на северо-востоке описываемой территории, где локализуется один из крупнейших в России Печорский бассейн.

Угленосные отложения нижней–средней юры с рабочей угленосностью распространены на юге европейской части, охватывая северную окраину Прикаспийского бассейна и Северный Кавказ (Кубанская, Боксанская и Восточно-Дагестанская группы месторождений). Углепроявления юрского (и поздне триасового?) возраста отмечаются в Тимано-Печорской провинции, а также в Подмосковном бассейне.

Нижнемеловые угленосные отложения слабоугленоснонасыщенные. Они установлены в 50–70-х гг. XX в. вдоль западного обрамления Печорского бассейна и на севере Большеземельской тундры, где вскрыты бурением на глубине 200–250 м [Бредихин и др., 1981]. Наибольшая угленосность этого возраста выявлена во внешней зоне сочленения гряды Чернышева с поднятием Чернова, где зафиксированы три пласта мощностью до 1,2–2,5 м.

Палеоген-неогеновые угленосные отложения развиты на юго-востоке европейской части в пределах Предуральского прогиба, где обособляется Южно-Уральский бассейн (Оренбургская область).

Завершает разрез угленосных отложений данной территории маломощная неогеновая толща Прибалтийской площади с разрабатываемым для местных нужд мелким Грачевским месторождением.

Качество и состав углей закономерно изменяются в разрезе и на площади региона. Это иллюстрируется изменением такого их основного показателя, как метаморфизм. Девонские угли представлены специфическими липтобиолитовыми и гумусовыми длиннопламенновыми разностями. Степень углефикации карбоновых разновидностей изменяется от антрацитов и всей гаммы каменных углей в Восточном

Донбассе и на Северокавказских месторождениях до газовых и длиннопламенных (Камский бассейн) и бурых группы 2Б (Подмосковный бассейн). Метаморфизм пермских углей варьирует от антрацитов до бурых групп 2Б и 3Б. Особенности изменения метаморфизма юрских углей на Северном Кавказе связаны с проявлением процессов тектоно-магматической активизации (газовые, жирные, коксовые). На неактивизированных площадях региона (Урало-Каспийский бассейн) их следует относить к бурым группы 2Б. Неогеновые угли представлены бурыми незрелыми разностями 1Б.

Прогнозные ресурсы, разведанные ($A+B+C_1$) и предварительно оцененные (кат. C_2) запасы углей европейской части России сосредоточены главным образом в Печорском, Подмосковном бассейнах и Восточном Донбассе. В начале 1990-х годов добыча углей в этих бассейнах достигала 72 млн т/г, в том числе в первом из них 29,3, во втором 13,8 млн т и в третьем 28,8 млн т. Потребность региона в углях измерялась в 123–133 млн т/г. Существовавший дефицит порядка 51–61 млн т/г покрывался поставками из других регионов, в основном из Западной Сибири и Казахстана.

В конце 1990-х годов продолжается общее падение производства и снижение роли угля в производстве электроэнергии за счет использования более дешевого природного газа. В 1998 г. происходит дальнейшее уменьшение добычи углей в целом по России до 224,62 млн т, европейской части 30,63 млн т, в том числе по бассейнам: Печорскому – 18,44, Подмосковному – 1,35, Восточному Донбассу – 10,88 млн т. Потребность региона в энергетических и технологических, главным образом коксующихся углях соответственно составляет 64,8 и 31 млн т. При этом одни административно-экономические районы региона способны полностью (Северо-Кавказский район) или частично (Северный и Центральный районы) обеспечить свои потребности. Четыре из них (Северо-Западный, Центрально-Черноземный, Волго-Вятский, Поволжский и Калининградская область целиком) относятся к углепотребляющим. Дефицит углей рассматриваемого периода по сравнению с началом 1990-х годов не только сохранился, но и несколько возрос (до 65 млн т). На этом фоне происходит экспорт за рубеж некоторого небольшого количества высококачественных печорских углей и восточнодонецких антрацитов.

Проходящая реструктуризация отрасли направлена на постепенную ликвидацию особо убыточных и строительство новых высокопроизводительных современных угледобывающих предприятий, нацеленных на экологическую безопасность и использование отходов производства и углеобогащения с низким содержанием углерода (10–20 %). Перспективные шахты и разрезы предполагается технически перевооружить и за счет этого существенно повысить их рентабельность. Многое в эффективности реструктуризации угольных объектов региона зависит от финансовой господдержки и инвестирования.

Степень угленасыщенности бассейнов и месторождений во многом определяется их формационной принадлежностью (табл. 9).

Печорский бассейн

Является бассейном-гигантом в российском и мировом масштабах с общими разведанными запасами (кат. $A+B+C_1$), учтенными Госбалансом 11,4 млрд т, в том числе каменный уголь 8,15, коксующийся 3,3 млрд т. Добыча каменного угля в 2000 г. составила 13,94, а коксующегося 9,68 млн т.

ТИПЫ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Типы угленосных формаций по тектоническому режиму и структурам локализации	Вещественный состав и характер угленосности	Примеры бассейнов и месторождений
Рифтов (авлакогенов) поздних стадий развития Краевых прогибов	Карбонатно-терригенный, высокоугленосный, угли марок Д–А Терригенный, высокоугленосный, угли марок Б–А	Восточный Донбасс Печорский бассейн
Внутренних прогибов древних платформ	Терригенный, слабо-, среднеугленосный, угли марки Б	Подмосковный бассейн
Внешних прогибов древних платформ	Терригенный, среднеугленосный, угли марок Б–Д	Камский бассейн
Наложённых впадин орогенных областей	Вулканогенно-терригенный, среднеугленосный, угли марки Г–Т	Кубано-Лабинская группа месторождений
Наложённых впадин активизированных молодых платформ	Терригенный, местами вулканогенно-терригенный, слабо-, иногда среднеугленосный, угли марок Д–Г	Кубанская, Боксанская, Дагестанская группа месторождений

Угленосность в бассейне сосредоточена в воркутской и печорской сериях. Общее количество пластов не превышает 250–256, из которых 98 имеют мощность 0,5–1,5 м, иногда достигая 5–7 м и более. Распределение пластов по разрезу и на площади неравномерно. Они образуют несколько крупных, неоднозначно проявляющихся максимумов, приуроченных к разным стратиграфическим уровням, начиная от рудницкой подсвиты и интегсивной свиты и кончая сейдинской (базальный горизонт) и тальбейской (средняя и верхняя часть) свитами. Эти возрастающие по степени угленасыщенности максимумы мигрируют на площади к западу (северо-западу), образуя зоны распространения слитных, расщепленных и сверхмощных пластов простого и сложного строения. Пласты сложены преимущественно углями класса гелитолитов, которым подчинены микстогумолиты и фюзенолиты и иногда сапропелево-гумусовые разности. Литотипный состав углей представлен блестящими (от 7–12 до 20–25 %), полублестящими (от 34–45 до 50–68 %), полуматовыми (от 8–11 до 20–26 %) и матовыми (от 1–10 до 15–22 %) разновидностями. Среди группы микрокомпонентов преобладают витринит (66–84 %) и инертинит (9–23 %), которым подчинены семивитринит (3–10 %) и липтинит (1–3 %). Наименьшей зольностью и минимальной сернистостью характеризуются коксующиеся угли рудницкой подсвиты. Средней и высокой зольностью отличаются угли печорской серии. Максимальная сернистость фиксируется в углях интинской свиты одноименного месторождения (до 2,5–3 и изредка до 6 %). Марочный состав углей изменяется от бурых (группы 2Б и 3Б) до антрацитов.

Большая часть территории бассейна, кроме освоенных промышленностью районов, где насчитывается 19 шахт, часть которых уже закрыта, слабо изучена и нуждается в проведении геологоразведочных работ для наращивания угольного потенциала, нацеленного на преодоление дефицита твердого топлива.

Вместе с тем, рыночная экономика диктует необходимость резкого снижения затрат на освоение угольных месторождений и рентабельности их отработки. В по-

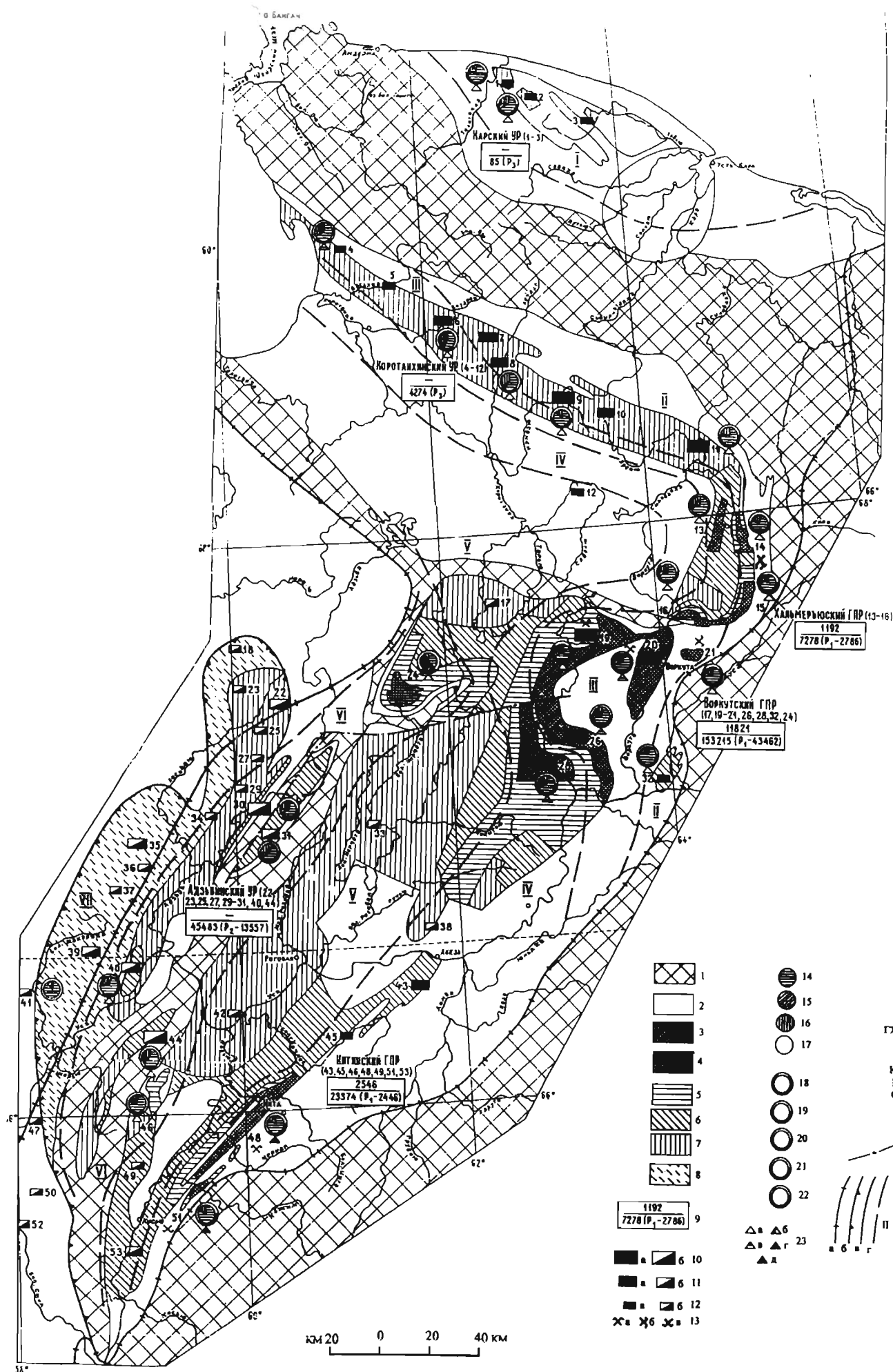


Рис. 62. Прогнозно-тектоническая схема Печорского бассейна

1 - выходы допермских образований, количественные показатели угленосности; 2 - установленные и предполагаемые площади развития пермских отложений на глубине более 1500 м; 3 - разведанные запасы категорий А+В+С разной степени освоения, утвержденные Госбалансом; 4 - предварительно оцененные запасы по категории С; 5-7 - прогнозные ресурсы разных категорий (5 - Р, 6 - Р, 7 - Р); 8 - угольный потенциал, сверхмощные буроугольные пласты (более 10 м) на глубинах ниже подсчетных; 9 - основные сведения об углях: наименование геологопромышленного (ГПР) или угленосного района, (в скобках номера месторождений, входящих в район); в прямоугольнике числитель - балансовые запасы, в знаменателе - суммарные прогнозные ресурсы (в скобках - ресурсы наиболее высокой категории); 10-12 - подразделения месторождений по ресурсам: 10 - крупные (а - каменноугольные, б - буроугольные), 11 - средние, (а - каменноугольные, б - буроугольные), 12 - мелкие (а - каменноугольные, б - буроугольные), 13 - степень освоенности месторождений; (а - разрабатываемые, б - по плану реструктуризации готовящиеся к ликвидации, в - закрытые); 14-17 - показатели качества углей, петрографический состав: 14 - витринит, 15 - семивитринит, 16 - фюзинит, 17 - лейптинит; 18-22 - зональность углей: 18 - малозольные (до 15%), 19 - среднезольные (15-30%), 20 - мало-среднезольные (до 30%), 21 - высокозольные (более 30%), 22 - средне-высокозольные (15-30% и более); 23 - сернистость углей (%): а - малосернистые (до 2,5%), б - среднесернистые (1,5-2,5%), в - мало-среднесернистые (2,5-3%) и более, г - средне-многосернистые (до 1-1,5%), д - многосернистые (до 2,5% и более); 24-35 - марки углей: 24-Б, 25-Д, 26-ДГ, 27-Г, 28-ГЖО, 29-Ж, 30-К, 31-КЖ, 32-КС, 33-ОС, 34-Т, 35-А; 36 - тектонические нарушения, 37 - границы: а - Предуральского краевого прогиба, б - западная граница Печорского бассейна, в - неугленосных и угленосных площадей с запасами и прогнозными ресурсами разных категорий; з - тектонических зон (I - Карская, II - Хейягинско-Хальмерьюско-Елецкая, III - Янгарейско-Воркутско-Усинская, IV - Западноворгошорско-Сейдинско-Интинская, V - Падьмей-Бергантомыльско-Сарьюгинская, VI - Шарьинско-Верхнероговская, VII - Ватьярско-Макаринская). Месторождения: 1 - Ерьягинское (А), 2 - Лиурьяхинское (А), 2 - Табьюское (А), 4 - Талотинское (Ж-К), 5 - Васьягинское (Ж-К), 7 - Лестаншорское (ОС), 8 - Хейягинское (Т-А), 9 - Нямдинское (К-Т), 11 - Силовское (К-Т), 12 - Коротайхинское (?), 13 - Пазмбойское (ДГ-Ж), Хальмерьюское (КС-Т), 15 - Верхнесырьягинское (КС-Т), 16 - Нижнесырьягинское (ГЖО-Ж), 17 - Падьмейское (Б), 18 - Осовейское (Б), 19 - Воргошорское (ГЖО-Ж), 20 - Воркутское (Ж-К), 21 - Юньягинское (КЖ-К), 22 - Вартьярское (Б), 23 - Нерчеюское (Б), 24 - Верхнероговское (Б-Д), 25 - Хасолтинское (Б), 26 - Усинское (ГЖО-Ж), 27 - Подверьюское (Б), 28 - Сейдинское (Д-Г), 29 - Хседаюское (Б), 30 - Средне-Адзвинское (Б), 31 - Тальбейское (Б), 32 - Елецкое (ОС-Т), 33 - Бергантомыльское (Б), 34 - Скв. СДК-461 (Б), 35 - Салюкинское (Б), 36 - Салюка 254 (Б), 37 - Салюка 253 (Б), 38 - Пальникшорское (Б), 39 - Макарихинское (Б), 40 - Кушшорское (Б), 41 - Баганское (Б), 42 - Усть-Кочмесское (Б), 43 - Ошперское (Д), 44 - Шарью-Заостренское (Б), 45 - Кочмесское (Д), 46 - Неченское (Б), 47 - Усть-Сынинское (Б), 48 - Интинское (Д), 49 - Сарьюгинское (Б), 50 - Мало-Сынинское (Б), 51 - Кожимское (Д), 52 - Краснокаменское (Б), 53 - Косьюнская группа (Б)

добных условиях первостепенное значение приобретает выбор объектов исследований, эффективность которых оказывается связанной с повышением надежности прогноза.

На рис. 62 приведена прогнозно-тектоническая схема Печорского бассейна. При ее составлении учтены результаты комплексного изучения угленосной формации геологами ВСЕГЕИ и других организаций [Богомазов, 1998]. Схема учитывает два положения: первое касается изменения общего восточного уклона поверхности дна седиментационного бассейна, существовавшую во время образования доугленосной молассы, на западный с момента начала накопления угленосных отложений. Второе базируется на допущении сложения векторов интенсивных, мигрирующих с востока на запад тектонических движений уральского направления и дифференцированных движений гетерогенного фундамента, контролирующих палеорельеф последнего и, в частности, образование свойственных ему поперечных поднятий субширотной ориентировки, наследующих простираания байкальских структур (Пай-Хойское, Воркутское, Интинское), продолжающихся и в пределах Урала (Оченырское, Собское, Кожимское).

Первое положение доказывается проявлением в пределах бассейна фациальной зональности, выражающейся в смене угленосных отложений лекворкутской и частично интинской свит в западном направлении их морскими и прибрежно-континентальными безугольными отложениями.

Справедливость второго положения подтверждается характером пространственно-временного распределения количественных параметров (мощность угленосной толщи, число, мощность и строение пластов), появлением тяготеющих к поперечным поднятиям зон слитных мощных (пласты 14+13+12+11, до 3,8–4,0 м) и сверхмощных (пласт Роговской, до 33 м) пластов и качественных (метаморфизм углей и некоторые параметры их вещественно-петрографического и химического состава) показателей угленосности, что отражается в конфигурации выделенных на схеме тектонических зон. К максимально дислоцированным и напряженным по геодинамическому режиму относятся угленосные толщи Карской и Хейягинско-Елецкой зон с антрацитами и наиболее метаморфизованными каменными углями (К и Т). Наиболее крупные прогнозные ресурсы и разведанные запасы технологических и энергетических углей сосредоточены в Янгарейско-Воркутско-Усинской (22–4,7 млрд т) и Западноворгашорско-Сейдинско-Интинской (50,4–12 млрд т) зонах. Сверхмощные бурогольные пласты приурочены преимущественно к Шарьинско-Верхнероговской зоне.

В печорских углях и продуктах их обогащения отмечаются повышенные содержания некоторых элементов (г/т): Li (8–10), Ti (850–3500), Se (0,2–2,5), Sr (44–617), Rb (2,9–105), Nb (9–15), Hf (1,7–5,9), Ta (0,1–0,8), Bi (0,6–1,6). Кроме того, в них присутствуют Ge (0,8–2,9), Ag (0,001–0,04) и иногда Au (0,001–0,08). В качестве наиболее распространенного токсичного элемента выступает Cr (8–150). На некоторых шахтах бассейна («Центральная», «Юр-Шор») в рабочих зонах, где добывается уголь, отмечается исключительно неблагоприятная экологическая обстановка за счет концентрации в подземном воздухе повышенных содержаний некоторых элементов, значительно превышающих ПДК, в том числе Cr (22–40 раз), Pb (7 раз), Mn (5,3 раза), As (4,6 раза).

Дальнейшее развитие Печорского бассейна связано не только с расширением минерально-сырьевой базы углей, но и с изучением и подготовкой к эксплуатации огромных ресурсов угольного газа – метана, достигающих 15–20 трлн м³ [Подмарков, 1986; Зимаков, 1992], а также с реализацией потенциальной рудоносности углей.

Восточный Донбасс

Это второй по значению угольный центр европейской части с ресурсами, на порядок уступающими Печорскому бассейну. В восьми продуктивных свитах имеется 70 рабочих пластов, из которых только 9 превышают мощность 1 м. К наиболее мощным относятся пласты k^1_5 в Шахтинско-Несветаевском (1,45–1,58), k^1_5 – в Гуково-Зверевском (1,53 м) районах. К ним примыкают также пласты близкой мощности в Белокалитвенском и Суменско-Садкинском районах. Эти пласты относятся к категории устойчивых. Остальные пласты рабочей мощности являются относительно устойчивыми и неустойчивыми. Для южных и центральных районов бассейна характерно расщепление угольных пластов.

По марочному составу пласты представлены почти всей гаммой марок от Д до А, отражающих закономерное увеличение степени их метаморфизма с юга на север и со стратиграфической глубиной. На юге бассейна фиксируются антрациты (Миусский, Шахтинско-Несветаевский, Задонский, Сулино-Садкинский, Гуково-Зверевский, Белокалитвенский, Краснодонский районы). В его срединной части выделяется своеобразная переходная зона (Каменско-Гундоровский, Белокалитвенский, Цимлянский районы), где распространены тяготеющие к ее южной половине антрациты и сменяющие их к северу каменные угли марок Ж, К, ОС, Т. На севере в Миллеровском районе развиты длиннопламенные угли. Среди тех и других доминируют блестящие и полублестящие разности с резким преобладанием микрокомпонентов группы витринита (до 80,4 %) над инертинитом (8,5–18,9 %). Антрациты и каменные угли характеризуются преимущественно средней (до 17–21 %), нередко высокой (до 26–39 %), изредка низкой–средней (8–17 %) зольностью и в основном средней–высокой сернистостью (до 2,5–5 и иногда 9 %). Относительно лучше показатели зольности и сернистости соответственно для антрацитов и каменных углей Миусского (7,4–13,3 % и до 1,65 %), частично (пласты i_3 , i^1_3) Каменско-Гундоровского (12–21 и 1,5–2,5 %) и Гуково-Зверевского (9,6–17,1 и 1,5–4,5 %) районов. Теплотворная способность каменных углей от 28,4–31,8 до 36,0–36,8 МДж/кг.

Антрациты и каменные угли Восточного Донбаса и продукты их обогащения характеризуются потенциальной токсичностью [Рубцов, Рубцов, 1998] за счет повышенных содержаний малых элементов (г/т), имеющих как широкое (Se, Rb, Sr, Mo, Re и др.), так и локальное (Li, W, Bi, Y и др.) распространение. К ним относятся Li (2–76), Co (2–24), Ge (0,1–20,8), Se (0,1–3,6), Rb (10,0–94,3), Sr (63–1222), Bi (0,2–15,5), Mo (0,9–58,4), Y (2–39), W (1,3–62,5), Re (0,01–0,49). Токсичность выражается в относительно высоких концентрациях V (до 338), Cr (до 116), Zn (до 211) и Pb (до 71).

Предусматриваются меры по комплексной утилизации угольного сырья. Встает вопрос об использовании рудных элементов, содержащихся в углях, тем более, что промышленная технология извлечения некоторых из них, например германия, уже разработана.

Подмосковный бассейн

Он значительно уступает Восточному Донбассу по прогнозным ресурсам, разведанным (кат. $A+B+C_1$) и предварительно оцененным (кат. C_2) запасам, которые соответственно достигают 3,75 и 0,54 млрд т. По характеру размещения угленосности он резко отличается от ранее рассмотренных бассейнов региона. Распределение угленосности в пределах бассейна по вертикали и латерали характеризуется крайней неравномерностью. В угленосной толще насчитывается до 20–30 пластов, приуроченных к разным стратиграфическим уровням и различным частям бассейна. Рабочей мощности достигает только 15. Снизу вверх по разрезу они сосредоточены в радаевском (4), бобриковском (7–8) и тульском (4) горизонтах. Промышленное значение среди них имеют пласты I, Ib, II, IIн, IV, IVн, V, мощность которых колеблется от 1,4–2,0 до 6,5–12 м. Пласты радаевского и частично бобриковского (низы) горизонтов тяготеют к восточной части южного крыла бассейна (Черепетский, Львовско-Скопинский и Кораблинский районы). Пласты бобриковского горизонта в целом распространены на территории южного и юго-западного крыльев. Пласты тульского горизонта не выходят за пределы северо-западного крыла.

Вследствие неустойчивости и локальности развития большей части пластов показатели угленасыщенности отложений (коэффициент угленосности, суммарная мощность пластов, углеплотность) резко меняются по площади. По опубликованным данным, коэффициент общей угленосности бобриковского горизонта в основном промышленном контуре бассейна варьирует от 5–7 % (Калужско-Сухиничевский район и др.) до 18–23 % (Центральный район и др.). При этом суммарная мощность угольной массы колеблется соответственно от 2–3,5 м до 7–9 м. В целом коэффициент угленосности на южном крыле уменьшается к северу и югу от зоны ее оптимальных значений. В пределах западного крыла он убывает в западном и восточном направлениях от основной угленасыщенной зоны.

Строение пластов чаще сложное, чем простое. Обычно в них присутствует от 1–5, изредка до 12 породных прослоев. Строение пластов, как и мощность, зависит от палеорельефа ложа. Наибольшей мощностью и максимальной устойчивостью в сочетании с простым строением характеризуются пласты на средних высотах палеорельефа (склоны палеодолин). Их строение сильно усложняется и происходит выклинивание в сторону осевых частей палеодолин и отчасти водоразделов.

По петрографическим данным, пласты бассейна состоят из углей разных классов и генетических групп. Наряду с широко распространенными различными типами гумитов, отмечаются липтобиолиты, сапропелито-гумиты, гумито-сапропелиты (кеннели), сапропели (богхеды, полубогхеды). Минеральный состав разных типов углей бассейна приведен в табл. 10, составленной И. Б. Волковой.

Угли относятся к средне-высокозольным (12–40 %) с преобладанием последних (средняя расчетная 31 %), преимущественно к многосернистым (5–8 %), с низшей и высшей теплотой сгорания, составляющей 11,4 и 28 МДж/кг. По марочному составу они являются бурыми группы 2Б. Большим распространением пользуются окисленные разности, характеризующиеся повышенной зольностью (до 45–55 %), влажностью и низкими прочностными свойствами.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗНЫХ ТИПОВ УГЛЕЙ

Типы углей	Содержание, %			
	Витринит	Интертинит	Липтинит	Альгинит
Фюзито-гелиты	82	14	4	
Липоидо-фюзито-гелититы	64	11	25	
Микстогумиты	40	35	15	
Гелито-фюзититы	33	64	3	
Гелито-сапропелиты	7	6	26	4
Сапропелиты			4	96

Подмосковные угли в основном используются как твердое топливо. Они также пригодны для подземной переработки для получения жидкого топлива (особенно из богхедов и полубогхедов) и производства гуминовых удобрений.

В углях бассейна и продуктов их обогащения концентрируются потенциально рудные редкометалльные элементы (г/т): Be (0,4–21), Ti (833–6120), Y (10–67), Zr (160–450), Yb (0,3–3,6), Au (0,05–0,2), а также повышенные содержания токсичных металлов: Zn (20–196), Cd (0,4–2,0), Hg (0,05–0,85).

В настоящее время Подмосковный бассейн относится к категории депрессивных с перспективой закрытия подавляющего большинства шахт. В настоящее время здесь работает только пять предприятий. Он заслуживает внимания как неблагополучный с экологической точки зрения, поскольку добыча угля здесь практически сворачивается почти полностью из-за отработки запасов, удобных для освоения, и нерентабельности угледобывающих предприятий, а также из-за падения спроса на уголь и неспособности конкурировать с привозным углем лучшего качества. Территория бассейна нуждается в незамедлительном экологическом выздоровлении.

Камский бассейн

Характеризуется только прогнозными ресурсами (12,47 млрд т). Он тяготеет к Камско-Кинельской системе прогибов и нескольким котловинам, в том числе Вятско-Сулеевской, Новобрайкинской и Улеминской. В угленосной толще мощностью до 200 м, подразделяющейся, как и в Подмосковном бассейне, на бобриковский и тульский горизонты, содержится от 2–3 до 5–8 пластов рабочей мощности, распределенных неравномерно. Почти все они приурочены к бобриковскому горизонту, обычно в пределах интервала 30–80 м ниже подошвы верхневизейской карбонатной толщи (как это имеет место в Подмосковном бассейне). Количество пластов возрастает по мере увеличения мощности угленосной толщи.

Мощность пластов в большинстве случаев колеблется от 0,2 до 2 м, иногда от 2–5 до 10 м, изредка достигая 20 м и даже 38,8 м (Вятская котловина), пласты недостаточно выдержаны на площади. Они, как правило, характеризуются сложным строением. По петрографическому составу отмечается их аналогия с подмосковными и частично с кизеловскими углями. Угли относятся к средне-высокозольным (до 20–

40 %). преимущественно многосернистым (3,8 %), с низшей и высшей удельной теплотой сгорания, соответственно равной 16–18,7 и 26–36,2 МДж/кг. Марочный состав углей не разведан, так как угольные пласты залегают на большой глубине (свыше 1500 м), поэтому в перспективе дальнейшее изучение Камского бассейна на уголь не актуально.

Северо-Кавказские месторождения

Представлены мелкими месторождениями, объединяемыми в Кубано-Лабинскую (C_{2-3}), Кубанскую, Боксанскую и Восточно-Дагестанскую (J_{1-2}) группы с общими ресурсами 0,194 млрд т, большая часть которых относится к категориям прогнозных. Месторождения могут представлять интерес как источники бытового топлива.

Прибалтийская угленосная площадь

Охарактеризована очень ограниченными ресурсами (0,087 млрд т), из которых прогнозные ресурсы и предварительно оцененные запасы составляют 0,040 и 0,027 млрд т. Для удовлетворения местных нужд разрабатывается одно мелкое месторождение – Грачевское.

Горючие сланцы. Широко распространенные в регионе горючие сланцы локализуются на северо-западе в восточной части Прибалтийского бассейна, где представлены ордовикскими кукурситам (Ленинградское и Чудово-Бабинское месторождения) и диктионемовыми сланцами (Ижорский участок), а также в пределах верхнеюрской (средневожжский подъярус) Волжско-Печорской сланценосной провинции (Большеземельский, Ижемский, Яренгский, Сысольский и Волжский бассейны и входящие в последний Мантуровская, Кировская, Свияжско-Сурская, Ульяновская, Общесыртовская, Озинковская, Приуральская группа месторождений, Савельевское и Кашпирское месторождения). Общие ресурсы горючих сланцев региона достигают 67,11 млрд т. Они представлены прогнозными ресурсами, разведанными (кат. $A+B+C_1$) и предварительно оцененными (кат. C_2) запасами, которые соответственно измеряются в 60,89, 2,97, 3,25 млрд т. Распределение их по бассейнам и месторождениям приводится в табл. 11. Не вошедшие в основной подсчет ресурсы диктионемовых сланцев, выявленные на Ижорском участке Ленинградской области в 1985 г., составили 5,8 млрд т.

Бассейны и месторождения горючих сланцев относятся к формациям прогибов (Ленинградское и Чудово-Бабинское месторождения) и впадин (Волжско-Печорская провинция) древней платформы. В тектоническом отношении они тяготеют к синеклизам, склонам антеклиз и соляным куполам.

Сланценозные отложения, представленные терригенными и карбонатными породами, характеризуются небольшой мощностью, не превышающей десятки–первые сотни метров, горизонтальным залеганием, иногда слабой дислоцированностью. В них содержатся немногочисленные промышленные пласты сложного строения, количество которых колеблется от одного (Ленинградское месторождение), двух (Сысольский и Яренгский бассейны) соответственно мощностью 1,8–2,0 и 1,0–1,5 м, нередко достигают четырех (Ижемский бассейн), 6–9 (Кашпирское месторождение) и даже 3–15 (в целом по Волжскому бассейну) суммарной мощностью до 8–12 м. С увеличением количества появляются пласты простого строения.

РЕСУРСЫ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Бассейны и месторождения	Общие ресурсы	Балансовые запасы			Прогнозные ресурсы			
		Всего	A+B+C	C ₂	Всего	P ₁	P ₂	P ₃
Ленинградское	5,85	1,25	1,04	0,18	4,6	4,6	—	—
Чудово-Бабинское	0,64	0,24	0,05	0,19	0,40	—	0,40	—
Большеземельский	5,0	—	—	—	5,0	—	—	5,0
Ижемский	13,34	0,55	—	0,55	12,97	2,79	10,0	2
Яренгский	8,0	—	—	—	8,0	4,0	4,0	—
Сысольский	30,14	0,04	0,01	0,03	30,1	22,05	8,05	—
Волжский район с Мантуровской, Кировской, Свияжско-Сурской, Ульяновской, Общесыртовской, Озинковской, Приуральской группами месторождений	3,46	3,46	1,19	2,30	—	—	—	—
Кашпирское	0,65	0,65	0,65	—	—	—	—	—
Савельевское	0,03	0,03	0,03	—	—	—	—	—
ВСЕГО	67,11	6,22	2,97	3,25	60,89	33,44	22,45	5,0

В горючих сланцах часто присутствуют редкие элементы с повышенными концентрациями (Ni, Co, Cr, Mo, Zr, Cu, V, Nb, Pb) и сопутствующие компоненты (P).

Горючие сланцы относятся к комплексному органоминеральному сырью, пригодному для энергетического и химико-технологического использования. Их органическое вещество сапропелевого типа находится на буроугольной стадии изменения. Опыт работы сланцевой промышленности бывшего СССР, Швеции, Германии и др. стран дает доказательства в возможности создания безотходной технологии переработки органической и минеральной составляющих горючих сланцев. До недавнего времени в регионе и в России в целом эксплуатировались только два месторождения: Ленинградское и Кашпирское. Первое из них обладает лучшими по качеству в европейской части сланцами-кукерситами, относящимися к высокосмоляным (выход смолы 18–34 %), преимущественно малозольным (31–71 %), относительно невысокосернистым (до 1,4–3,1 %), и кукерситами со значительной теплотой сгорания (10,9–18,9 МДж/кг). Эти сланцы почти идентичны по приведенным показателям кукерситам Эстонии. Сланцы могут быть использованы для прямого сжигания, термической обработки с целью получения бытового газа, сланцевой смолы и некоторых попутных продуктов – бензола, фенола и др., а также производства из смолы моторного топлива, а из керогена – химических продуктов, в том числе медикаментов, пластмасс, белковых препаратов, а также вяжущих материалов.

Горючие сланцы Кашпирского месторождения, как и всей Волжско-Печорской провинции, почти по всем параметрам уступают кукерситам Ленинградского месторождения, в том числе по зольности (63–69 %), выходу смолы (до 16–19 %) и содержанию серы до (6,9–12,1 %). При их непосредственном сжигании в составе уходящих газов в атмосферу поступало большое количество опасного для окружающей среды диоксида серы. Вследствие этого спрос на кашпирские сланцы постепенно снижался. В 1957 г. их отказались сжигать на Саратовской ТЭЦ, а с 1991 г. на более

крупной Сызранской ТЭЦ, что привело к прекращению добычи. К настоящему времени экологический барьер, препятствовавший использованию высокосольных сланцев, ликвидирован, так как предложена топка с циркулирующим псевдосжиженным слоем, в котором диоксид серы за счет окислов кальция и магния связывается в сульфиды и выпадает в осадок. Последние после доокисления переводятся в сульфаты, безопасные для окружающей среды. Дополнительные затраты на внедрение нового способа реализации сланцевого топлива с лихвой окупаются при его дальнейшей термической переработке, в процессе которой получается значительное количество таких ценных сероорганических соединений, как тиофен и метилтиофен, необходимых для синтеза лекарственных препаратов, ингибиторов окисления, красителей, смазочных масел для криогенной техники и других химикатов, в том числе биологически активных соединений для медицины и ветеринарии.

Торф. Европейская часть – один из главных регионов развития торфяников в России. Прогнозные ресурсы, разведанные и предварительно оцененные запасы торфа соответственно составляют в 31,5 и 17,14 млрд т.

Торфяные залежи месторождений, достигающие мощности 2–3, 5–7 м и несколько более [Кузьмин, 1997], в зависимости от типа исходной растительности представлены верховыми (олиготрофный тип), низинными (эвтрофный тип) и переходными (прослой олиготрофного и эвтрофного типов). Каждый из них подразделяется на лесной, лесотопяной и топяной подтипы.

К основным показателям качества торфов относятся степень разложения растительных остатков, зольность, влажность, кислотность солевой вытяжки рН и теплота сгорания горючей массы по типам и группам торфов.

Торф рассматривается не столько как топливо, а как комплексное органическое сырье, пригодное для получения многих ценных продуктов биохимической переработки, производства органических удобрений, подстилочных и изоплитных материалов и др. Среди относительно новых продуктов, извлеченных из торфа, особенно положительно себя зарекомендовали сорбенты различного назначения, сырые и модифицированные воски, модельные составы для точного литья в авиа- и автомобилестроении, разделительные смазки для получения изделий сельского хозяйства и бытовой химии.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. В чехле Восточно-Европейской платформы (ВЕР) наибольшее значение имеют железные руды, связанные с девонскими латеритными корами выветривания. Они образуются при выветривании докембрийских железистых кварцитов. Руды этого типа размещаются в пределах КМА и в последние годы обнаружены вблизи устья Дона. Они залегают плащеобразно на «головах» железистых кварцитов. Тела богатых руд, в отличие от железистых кварцитов, имеют неровные верхние и нижние границы. Руды характеризуются унаследованными и новообразованными текстурами. По минеральному составу среди них различают: 1) мартитовые и магнетитовые, 2) гематито-мартитовые, 3) хлорито-мартитовые и гидрогематит-мартитовые, 4) гидрогетит-гидрогематитовые. Содержание железа в богатых рудах 50–64 %. Наиболее высокие концентрации (59–64 %) характерны для мартитовых и гема-

тит-мартитовых руд. Содержание в рудах (в %): SiO_2 3–7, редко до 10, Al_2O_3 2,5–6, S 0,008, P 0,002–0,3. По составу богатые руды после дробления плотных и окускования рыхлых разностей пригодны для доменной плавки без обогащения.

Залежи богатых железистых руд практически полностью покрывают выходы пластов разновозрастных железистых кварцитов, что предопределило их форму в виде лент на крыльях и плащеобразно широких полей сложной конфигурации в замках и ядрах складок. Основные запасы богатых железных руд связаны с площадной корой выветривания. Руды, связанные с линейной корой выветривания, развиты локально. Они залегают в виде уходящих на глубину нескольких сот метров крутопадающих залежей клиновидной и трапецевидной формы и приурочены к ослабленным (трещинным) и приконтактовым со сланцами зонам. Верхние и нижние границы залежей богатых руд очень неровные (узкие языки богатых руд проникают в железистые кварциты и наоборот). Внутреннее строение залежей сложное и зависит от литологии железорудных подцвет. В вертикальном профиле залежей отмечается зональность. На окисленных железистых кварцитах залегают богатые руды переходной зоны с кремнеземом и карбонатом, затем рыхлые богатые руды (иногда с останцами окисленных кварцитов), которые сменяются плотными хлоритизированными железными рудами, последние в свою очередь сменяются карбонатизированными рудами. На участках с уменьшенной мощностью (10–20 м) руд зона карбонатизации и хлоритизации целиком охватывает залежь. В местах повышенной мощности (70 м и более) средняя часть залежи представлена рыхлыми разностями (такие руды можно отрабатывать методом скважинной гидродобычи). Содержание окисного железа, связанного с мартитом и гематитом, в соответствии с вертикальной зональностью рудных залежей увеличивается сверху вниз, так же как и общего железа. Закисное железо имеет обратное распределение. Все богатые руды района по химическому составу пригодны для доменной выплавки без обогащения. Около 70 % запасов руд, содержащих Fe более 60 %, могут быть использованы в мартеновском производстве. Рыхлые разности руд отличаются высоким качеством и могут быть использованы в порошковой металлургии.

Наиболее крупным и изученным является *Яковлевское* месторождение (рис. 63). Оно содержит около 95 % всех разведанных запасов богатых железных руд, на нем строится рудник. Сходное строение имеют расположенные вблизи Гостищевское, Ольховатское, Висловское месторождения и несколько удаленные от него – Разуменское, Соловьевское, Мелихово-Щебекинское, Олимпийское, Большетроицкое и др. Они характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями: глубиной залегания (от 360 м в северной части рудного района до 850 м в его южной части), мощностями руд, небольшими колебаниями минерального состава (иногда преобладают гидрогематит-мартитовые и гидрогетит-мартитовые руды), физико-механическими свойствами руд, количеством и качеством тесно ассоциирующих с рудами бокситов и железоалюминиевого сырья. На Шемраевском месторождении проводятся опыты по отработке богатых рыхлых руд методом скважинной гидродобычи.

Месторождения богатых железных руд юга КМА характеризуются рядом положительных особенностей: удобным географическим положением, огромными запасами

ми, компактностью, большими мощностями руд, высоким содержанием железа и низким – вредных примесей, хорошей обогатимостью, наличием залежей бокситов, а также факторами, затрудняющими добычу: большой глубиной залегания, водообильностью осадочных толщ и обводненностью самих залежей, сложными инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями при проходке подземных выработок, неравномерной мощностью, а местами и отсутствием известняков в кровле руд.

Большая часть месторождений бокситожелезородные. При этом на месторождениях Висловском, Олимпийском (Северный участок), Ольховатском (Беленихинский участок), Мелихово-Щебекинском доминируют бокситы. Наиболее высокая эффективность их разработки может быть достигнута при совместной добыче железных руд и бокситов.

Все выявленные месторождения пока не разрабатываются.

Марганец. В настоящее время на ВЕП имеются преимущественно карбонатные руды марганца осадочного происхождения [Карта рудоносных..., 2000].

К карбонатному типу относятся юрские проявления марганцевых руд в Пешской впадине, на границе Северного Тимана и Мезенской синеклизы. По р. Безмошица (правые притоки р. Пеша) в обнажении развита пачка черных глин с желваками олигонита – $(\text{FeMn})\text{CO}_3$ с линзами черных массивных манганитовых (?) руд и прослоями мелкоолитовых железо-марганец-карбонатных пород табачного цвета мощностью около 3 м. В кровле пачки залегает железистая кора выветривания мощностью до 0,5 м. Среднее по пачке содержание (%): Mn 25,28–30,30, Fe_2O_3 18,70–19,65, P_2O_5 0,74–0,82. Выделяются по составу руды окисные, окисно-карбонатные и карбонатные. В карбонатных (нижняя часть пачки) олигонитовые желваки и стяжения содержат MnO до 37,8 %. Выше залегают окисно-карбонатные руды, содержащие 16,2–33,6 % MnO . Здесь тонко чередуются (2–3 см) линзы массивных манганитовых руд, мелкоолитовые карбонатно-окисные руды и ожелезненные глины. В последних содержание Fe_2O_3 достигает 28,3 %. В верхней части пачки преобладают окисные секреционные руды. Конкреции размером 0,5–2,0 м содержат (%): MnO 60,57–74,4, Fe_2O_3 1,01, P_2O_5 0,47–0,59. Скважинами мощность рудной пачки определена в 4,5–18 м при среднем содержании Mn 21,5 и железа 13,4 %, вскрыша 0–50 м. Таким образом, Безмошицкое рудопроявление совмещает в себе признаки как окисного, так и карбонатного марганцевородных типов.

Образование руд связано, по-видимому, с жизнедеятельностью бактерий, извлекавших марганец из морской воды в прибрежных условиях.

Титан. Месторождения титана широко развиты на платформе в южной ее части, где многократные размывы пород фундамента и переотложения продуктов этих размывов создали многочисленные россыпи ильменита, рутила и лейкоксена, нередко с примесью циркона (Ti , Ti-Zr). Россыпи располагаются в районах близкого залегания фундамента (Воронежский массив), но могут распространяться и шире, достигая Липецкой, Тамбовской и Рязанской областей. Возраст их юрский, меловой, палеогеновый, неогеновый и даже четвертичный. Наблюдается омоложение россыпей с севера на юг.

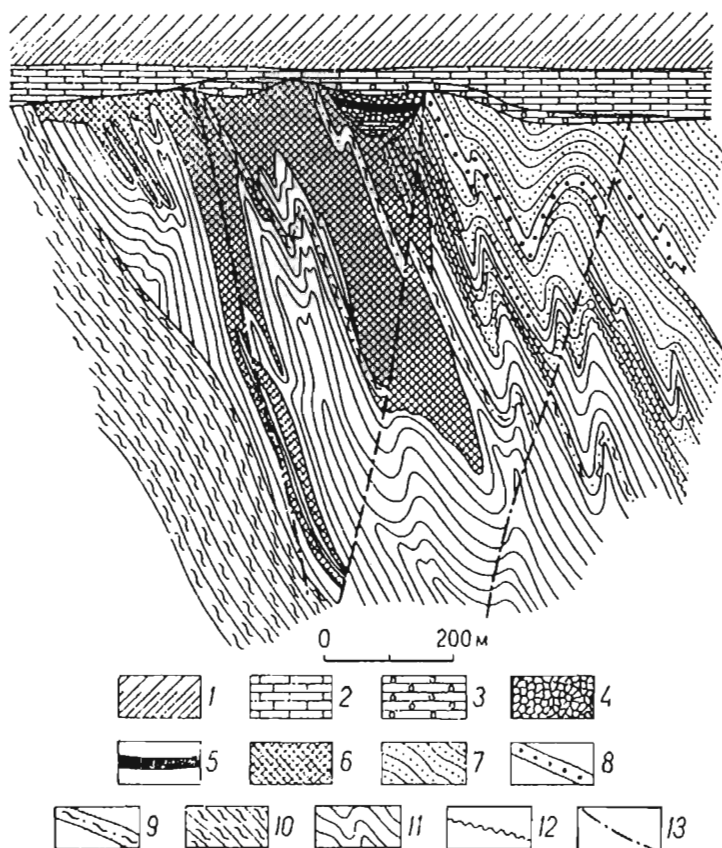


Рис. 63. Геологический разрез Яковлевского месторождения (по С. Чайкину и В. Клекль)

1 – мезо-кайнозойские отложения осадочного чехла; 2 – нижнекаменноугольные отложения; 3 – аллиты и ферриаллиты; 4 – рудная конгломерато-брекчия; 5 – железо-алюминиевые руды; 6 – богатые железные руды железослюдково-мартитовые, мартит-железослюдковые и частично гидрогематит-мартитовые и мартит-гидрогематитовые; 7–11 – докембрийские образования фундамента: 7 – верхняя свита, преимущественно филлитовидные сланцы, 8 – конгломераты; 9 – средняя свита (железорудная); 10 – нижняя свита; 11 – железистые кварциты верхней и средней свит; 12 – поверхность размыва между верхней и нижней свитами; 13 – разломы

Юрская (батская) морская россыпь содержит в среднем в тяжелой фракции 37 % ильменита, рутила и циркона, в некоторых случаях имеются примеси хромита (до 29 % тяжелой фракции).

Кроме перечисленных мезо-кайнозойских россыпей, на платформе имеются также более древние вендские и девонские россыпи.

Небольшая зона россыпей в районе Архангельска приурочена к решминской свите V_2 , сложенной аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, в которых прослои ильменитов мощностью в первые сантиметры содержат ильменита до 60 %. Оруденение вскрыто на глубинах 70–170 м и промышленного интереса не представляет.

Девонские россыпи приурочены к восточному склону Тимана. Здесь в естественных обнажениях на р. Волоша в отложениях покаямской свиты (D_2) в песчано-глинистых отложениях известны концентрации титаносодержащих минералов до 8 % тяжелой фракции. На Южном и Среднем Тимане в крупнозернистых песчаниках и конгломератах эйфеля, живета и франа (III нефтеносный пласт) содержание тяжелых минералов, главным образом лейкоксена, составляет 8–25 % тяжелой фракции.

Титаноносные туфы и туффиты известны на Павловском выступе Воронежского массива [Карта рудоносных..., 2000]. Грубообломочные туфы, туффиты, туфопесчаники, туфолавы и лавобрекчии прослеживаются на 35 км, слагают муллинскую свиту (D_2 – D_3). Мощность рудных пластов 10–11, глубины залегания 40–50 м, содержание ильменита иногда достигает 100 кг/м³. Присутствуют рутил, лейкоксен.

Повышенные содержания ильменита, рутила, циркона содержат песчаные отложения четвертичной, неогеновой, палеогеновой, меловой и девонской систем. Перспективны на обнаружение россыпей титан-циркониевых минералов образования ястребовского горизонта девонской системы, верхнеберекской подсвиты палеогена и новопетровской свиты неогена. Они имеют сходное строение продуктивных толщ и рудных пластов, обусловленное особенностями их формирования в береговой зоне моря. Рудные пески обладают общими признаками. Они мелко- и тонкозернистые (размер зерен 0,25–0,05 мм), хорошо отсортированные (коэффициент сортировки до 0,07–0,15), с высоким содержанием минералов тяжелой фракции (до сот кг/м³), представленной в основном ильменитом, лейкоксеном, рутилом, цирконом, силлиманитом, ставролитом, дистеном и др. Продуктивные пески характеризуются повышенными концентрациями ниобия, иттрия, иттербия, скандия, хрома, марганца (отмечаются комплексные аномалии в вертикальном и латеральном разрезе). Каждая из продуктивных формаций имеет свой минеральный состав: павловского типа – преимущественно ильменитовые россыпи, белгородского типа – рутил-циркон-ильменитовые и ильменит-рутил-цирконовые.

Наиболее перспективна Белгородская зона россыпей шириной 20–30 км, протянувшаяся в субширотном направлении на 120 км. Продуктивная толща представлена тонко-мелкозернистыми сыпучими песками. Рудный пласт чаще всего приурочен к средней части толщи, иногда представлен всей толщиной песчаных отложений. Мощность пласта 1–15 м. Оруденение характеризуется неравномерным распределением рудных минералов (содержание тяжелой фракции по пласту 0,05–1,87, иногда до 5 %). Рудные минералы концентрируются в классах 0,14–0,07 и 0,07–0,044 мм, что осложняет извлечение их при обогащении рудных песков.

В Белгородской зоне россыпей известны россыпные поля Бутовское, Истобнянское, Борисовское и Высоконовское. В основном они имеют близкие параметры и вещественный состав.

Имеется также разновидность титаноносных россыпей, в которых минералы ильменит, рутил, циркон покрыты пленкой фосфата. Последний растворяется 5 %-ной соляной кислотой. В зависимости от содержания рудных минералов и фосфора соответствующие ископаемые отнесены либо к титану, либо к фосфоритам. Все они развиты на юго-западе России. Крупными месторождениями описываемого типа являются Унечское в Брянской области и Центральное в Тамбовской [Карта рудоносных..., 2000].

Цветные металлы

Никель. В чехле платформы известны лишь сравнительно небольшие месторождения силикатного никеля.

На севере, в среднем течении р. Онега в основных и ультраосновных породах фундамента Ветреного Пояса, который погружается здесь под отложения карбона, перед ранним карбоном территория была экспонирована на дневную поверхность, породы подвергались выветриванию и образовали маломощные коры выветривания с никельсиликатными минералами.

На Ветреном Поясе продуктивные никеленосные коры приурочены к Серскому и Талицкому массивам амфиболизированных и серпентинизированных базит-ультрабазитовых интрузий. На них развиваются нижнекарбоновые коры выветривания, имеющие три зоны: дезинтегрированных серпентинитов, сложенных серпентином, хлоритом, магнетитом, в трещинах – кальцитом, глинисто-железистым материалом. Мощность зоны 15–18 м; нонтронитовую, в которой серпентин и хлорит замещаются нонтронитом, гетитом, гематитом, в небольших количествах присутствуют кварц, каолинит, гиббсит. Мощность зоны 7–10 м; железисто-гиббситовую, в которой нонтронит и каолинит замещены гиббситом, отмечается бемит, маггемит и минералы предыдущей зоны. Мощность зоны 5–6 м.

Ресурсы зоны оцениваются в 150 тыс. т металла.

Свинец и цинк. Многочисленные проявления свинцово-цинковых руд в чехле ВЕП имеют различный генезис и возраст. Наиболее интересные из них приурочены к Воронежской антеклизе (район Валуйки–Марково), где оруденение прослеживается на 150 км при ширине 30–40 км на глубинах 200–450 м. Вкрапленность и выполнение пустот рудными минералами в известняках серпуховского и башкирского ярусов представлены галенитом и сфалеритом, реже присутствуют антимонит, киноварь, арсенопирит. Вмещающие известняки доломитизированы и окремнены. Оруденение предположительно связано с циркуляцией метеорных вод по разломам. Общая мощность рудоносных зон на некоторых участках достигает 60, в отдельных зонах около 2 м. Выделяются руды прожилково-вкрапленные, метасоматических залежей и жильные. Обычное содержание полезных металлов низкое: цинка 0,1–0,4, свинца до 0,02 %, в отдельных скважинах цинка до 5–8, свинца более 0,3 %.

Устанавливается четкая пространственная связь рудной минерализации с доломитизацией в известняках и с участками повышенной пористости. Намечается тяготение оруденения к зонам разломов.

Медь. Среди проявлений меди только медистые песчаники и сланцы могут иметь промышленное значение. Медистые песчаники и сланцы достаточно широко распространены в Приуралье. Здесь они приурочены к верхнепермским континентальным отложениям уфимского, казанского и татарского ярусов, в которых известно около 10 000 проявлений меди. Вмещающими являются известково-глинистые (медистые «сланцы») и красноцветные песчаные породы. Оруденение представлено вкрапленностью и конкрециями халькозина, реже халькопирита, борнита и др. Содержание меди 0,7–1,1 %. Образование оруденения связывается с привносом меди с Урала поверхностными водами (дельтовые фации). В некоторых проявлениях в рудах имеется примесь серебра.

Алюминий. Выделяются два типа бокситов – остаточные латеритные и осадочные. Первый представлен на Тимане, где рифейские сланцы и девонские базальты при выветривании в течение среднего и позднего девона образовали элювиальные залежи бокситов.

В Белгородском районе на юго-восточном склоне Воронежского массива развиты девонские и раннекарбоновые элювиальные бокситы, образованные за счет выветривания филлитовидных сланцев курской серии раннего протерозоя. Залежи мощностью местами 40–100 м тянутся иногда на 20 км. Содержание Al_2O_3 30–52, SiO_2 8–10 %. Большая глубина (180–400–750 м) препятствует эксплуатации руд. Все промышленные месторождения КМА сложены элювиальными бокситами. В Белгородском рудном районе выявлены четыре месторождения – Висловское, Мелихово-Шебекинское, Олимпийское, Ольховатское и ряд месторождений, где бокситы могут извлекаться попутно при отработке богатых железных руд. Элювиальные бокситы приурочены к латеритной коре выветривания. Крупные залежи бокситов приурочены к пологим склонам грядобразных и платообразных возвышенностей (возвышенные участки обычно сложены богатыми железными рудами, образовавшимися на железистых кварцитах). Залежи, как правило, имеют лентовидную или четковидную форму и вытянуты на несколько километров при ширине в сотни метров. Мощность их от долей метра до первых десятков метров (преобладающая 3–7 м). Все элювиальные бокситы высокожелезистые ($Fe_2O_3-FeO > 18 \%$). По минеральному составу среди бокситов выделяют шамозит-бемитовые (преобладают), каолинит-шамозит-бемитовые, каолинит-гиббситовые, шамозит-гиббситовые, шамозит-гиббсит-бемитовые. В бокситах выявлены повышенные содержания галлия, ванадия, бора.

Железоалюминиевые руды, представляющие собой породы промежуточного состава между бокситами и богатыми железными рудами, широко распространены на железорудных месторождениях Белгородского рудного района, занимая до 50 % их площади. При их комплексной электротермической переработке возможно получение глинозема, малокремнистого чугуна и бемитового шлама, пригодного для производства высококачественного цемента. В железоалюминиевые руды входят ферриаллиты, аллиты, высокожелезистые бокситы, высокоглиноземистые богатые железные руды, а также каолинит-шамозитовые, яшмовидные, гетит-шамозитовые и другие породы с кремневым модулем больше единицы. Железо-алюминиевые руды приурочены как к коре выветривания нижнедевонских пород, так и к продуктам ее

переотложения. Наиболее крупным месторождением бокситов является Висловское [Карта рудоносных..., 2000], вытянутое более чем на 10 км при ширине до 1,6 км. Зона минералов свободного глинозема в профиле коры выветривания имеет мощность 31 м, в том числе высокоглиноземистой ее части до 27,5 м (в среднем 5–6 м) при глубине залегания 500–725 м. Бокситы по площади перемежаются с богатыми железными рудами и железо-алюминиевыми рудами. Из минералов преобладает бемит (до 70 %, в среднем 30–35 %), гиббсит встречается спорадически, но может быть и основным минералом (до 64 % в среднем). Руды бемит-шамозитовые со средним содержанием (%) Al_2O_3 46,7, SiO_2 10,9, CO_2 1,1; кремниевым модулем 5,9. На месторождении подсчитаны запасы по кат. В+С₁+С₂. Прогнозные ресурсы по кат. Р₁ на первом участке 3,4, на втором 4,1 млн т.

Осадочные бокситы развиты в чехле платформы значительно шире элювиальных. Они известны на Тимане, в Онежском, Тихвинском, Подмосковном и Белгородском районах. На Тимане осадочные бокситы залегают на тех же породах, что и элювиальные, или непосредственно вблизи них; возраст их главным образом раннекарбоновый. Это пестрые или красные породы с содержанием глинозема 30–60, кремнезема 2–20 %, часто с примесью окисного железа до 10 %. Многие исследователи считают их элювиальными, латеритными.

В полосе карбоновых пород, субмеридионально протянувшихся от Онежского п-ова до Белгорода, располагаются три района развития осадочных бокситов – Онежский, Тихвинский, Подмосковный. В Белгородском районе переотложенные осадочные бокситы также присутствуют.

Бокситоносные отложения приурочены к нижнему подъярису визейского яруса С₁ (бобриковскому горизонту). Мощность отложений до 100 м. В их составе присутствуют различные осадочные породы, в том числе угли. Бокситы присутствуют в виде линз мощностью в среднем 2,5–3,0 м, с содержаниями глинозема до 45 % и кремневым модулем 2,1–27,4. На западе бокситы залегают на сравнительно небольших глубинах, к востоку они погружаются на глубины до 400–600–1000 м. В Тихвинском районе бокситы почти полностью выработаны.

Примерами месторождений могут служить Иксинское, Плесецкое, Дениславское на территории Архангельской области [Государственная геологическая..., 2000; Коровкин, 2003]. Они приурочены к пологим склонам и понижениям поверхности кристаллического фундамента, вендских и девонских образований под перекрывающими их осадками нижнего и среднего карбона. Бокситоносные отложения залегают в основании нижнего карбона и подразделяются на четыре пачки – подрудную (пески, алевриты, глинистые песчаники), бокситовую, глинистую железо-бобовую, надрудную. Бокситовая пачка мощностью 25 м сложена каолинизированными глинами, сиаллитами, аллитами, бокситами. Бокситы залегают в центральной части толщи, слагая линзообразные тела. Исходным материалом бокситов служили продукты выветривания протерозойских пород. Бокситы развиты на нескольких горизонтах кор выветривания протерозойских пород, имеющих делювиально-элювиальное происхождение. По минеральному составу руды относятся к гиббсит-бемит-каолининовому типу. Содержание Al_2O_3 увеличивается от краевых частей залежи к внутренним от 37 до 77 %. В месторождении Иксинском пластообразные залежи

приурочены к замкнутым впадинам в рельефе докарбоновой поверхности в продуктивной толще песчано-глинистых отложений. Перекрыты песчано-глинистыми и карбонатными отложениями нижнего–среднего карбона и четвертичными озерными и ледниковыми отложениями. Выделено 6 рудных тел размерами 1–11,8 на 0,4–3,5 км, мощностью 0,15–18,1 м. Рудные минералы гиббсит, бемит. Содержание Al_2O_3 53,46, V_2O_5 0,12, Cr_2O_3 0,6 %, Ga 60 г/т. Руды пелитовые, обломочные. Месторождение разведано до 96 м. Запасы утверждены в ГКЗ в 1984 г.

Молибден присутствует в виде примеси в углях Подмосковского бассейна. Минералогическая форма его здесь не выяснена. Средние содержания его в сухом угле колеблются в различных шахтах от 1 до 3 г/т. В отдельных угольных месторождениях содержание молибдена повышается. Так, по неопубликованным данным Ф. Я. Сапрыкина, в Скопинском угольном месторождении содержание Мо – 18,9, в Полесском – 75,8 мг/кг золы. В целом бассейн на молибден малоперспективен.

Более перспективно оруденение в девонских отложениях Новгородской и Псковской областей. Здесь в глинистых и песчаных отложениях низов верхнего девона на восточном окончании этой зоны ресурсы молибдена подсчитаны. В Псковской области молибден присутствует в указанных выше породах в виде иордизита (MoS_2) и ильземанита ($MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$); содержание его в ряде известных карьеров составляет 0,82–1,41–2,12 %.

Редкие металлы

Стронций. Целестиновая минерализация в пределах ВЕП распространена широко. Выделяются три зоны разного возраста. Наиболее древняя девонская расположена в пределах Тульской, Рязанской, Калужской и Смоленской областей. В фаменских сульфатно-карбонатных отложениях почти на 700 км на глубинах от 0 до 125 м протянулся рудный горизонт мощностью 0,5–50 м, в котором содержание целестина колеблется от 5 до 15, иногда до 50 % (месторождение Табольшое) [Карта рудоносных..., 2000].

Сходный характер имеет стронциеносная зона, приуроченная к уфимскому ярусу в Мезенской синеклизе по рекам Пинега, Кулой и Сев. Двина. Здесь минерализация приурочена к континентальным отложениям вихтовской свиты, которая в нижней своей части (50–200 м) сильно огипсована. Целестин приурочен к горизонтам светло-серых мергелей. Гнезда, конкреции, выполнения раковин брахиопод, линзы целестина размером до 1 м и весом до 160 кг распределяются в четырех горизонтах суммарной мощностью 50–200 м. Качество целестина весьма высоко, но содержание слишком низко для промышленного извлечения.

Уран

В пределах ВЕП выявлены месторождения, контролируемые окислительной зональностью и связанные с инфильтрационным рудообразующим процессом в базальных и внутрифациальных фанерозойских палеодолинах, и полигенные месторождения зон древних структурно-стратиграфических несогласий (ССН). Проведенное в последние годы обобщение материалов по урану позволило выделить семь

потенциально перспективных на уран областей и одну металлогеническую зону. Выделенные области в чехле соответствуют таксону металлогеническая провинция.

Онежско-Ладожская область контролирует размещение урановых месторождений в фундаменте и ориентирована в основном на урановые месторождения вблизи древних ССН.

Северо-Западная область контролирует размещение крупных запасов урана полигенного и синдиогенетического типов оруденения в базальных горизонтах венда (Славянское месторождение), фосфоритах и дикионемовых сланцах ордовика, палеозойских битуминозных песчано-глинистых породах (Тильзитская зона), а также инфильтрационного оруденения в терригенных пестроцветных отложениях девона (проявления Печорское и Ловатское) и карбона (Мягозерское проявление урана в связи с бокситами). Первые два типа не представляют промышленного интереса, а урановое оруденение в отложениях девона и карбона требует дальнейшего изучения.

Мезенская область контролирует пермские красноцветы, где в палеорусловых системах, развивающихся со стороны Балтийского щита, отмечены признаки инфильтрационного оруденения. В области широкого развития пермских отложений восточной части платформы выделяется Верхнекамская урановорудная зона. Здесь известны Виноградовское, Черепановское и другие мелкие месторождения урана.

Подмосковная область охватывает Подмосковный бурогольный бассейн, где в разветвленных каменноугольных палеодолинах выявлены мелкие урановые месторождения (Брикетно-Желтухинское, Бельское). На первом из них намечен опыт по извлечению урана способом подземного выщелачивания.

Воронежская область вырисовалась в последние годы в связи с базальной Прохоровской палеодолиной в чехле и возможностью выявления урановых месторождений зон древних ССН в пределах Воронежского гранито-гнейсового купола в фундаменте. В связи с этим в юго-восточной части области проектируются прогнозные работы с бурением (Прохоровская и Айновская площади).

Палеодонская область ограничивает протяженную долину палео-Дона, в приустьевой части которого выявлено мелкое инфильтрационное урановое месторождение Балковское, а на всем протяжении палеодолины и в боковых притоках на ряде участков отмечается зона грунтово-пластового окисления с признаками оруденения. На Балковском месторождении целесообразна постановка опыта с целью выявления возможности его отработки СИВ.

Вятско-Оренбургская область контролирует размещение инфильтрационного уранового оруденения в пермских палеодолинах, развивающихся со стороны Уральской орогенной области. Урановое оруденение локализуется здесь в нескольких районах, где иногда находится в тесной пространственной связи с медным оруденением (Оренбургское Приуралье).

Приуральская металлогеническая зона охватывает область распространения уранового и уран-битумного оруденения, сформированного эксфильтрационными термальными водами. Она совпадает с Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносными провинциями и продолжается в Днепровско-Донецкую впадину, образуя протяженный рудный пояс [Карта рудоносных..., 2000]. Основными особенностями битумно-уранового оруденения (Бадьельское и Репьевское месторождения)

является приуроченность урановых руд к периферическим частям разрушенных нефтегазоносных структур. Этот тип оруденения является наиболее контрастным в чехле ВЕП. К числу недостатков относится его преимущественная приуроченность к карбонатным породам, сложная морфология рудных тел.

Редкоземельно-урановое оруденение в слоях с рыбным детритом (литифицированные илы с костными остатками рыб) установлено в Манычской урановорудной зоне. Месторождения Степное и др. приурочены к майкопской серии неогена и располагаются во внешней зоне палеошельфа в краевой части Скифской платформы.

Благородные металлы

Золото. На юго-восточном продолжении Большого Донбасса Ростовской области, по данным Г. В. Зеленщикова, имеются два перспективных проявления жильного золота – Керчикское и Чернореченское. Они приурочены к среднекаменноугольным песчаным породам с прослоями известняков и углей, прорванным дайками и sillами андезитов, трахиандезитов и лампрофиров; среди последних выделяются мончикиты, камптониты, спессартиты, керсантиты [Карта рудоносных..., 2000]. Среди рудных минералов встречаются галенит, сфалерит, реже молибденит, сульфосоли висмута, самородный мышьяк. Самородное золото вкраплено в кварце или в сульфидах. Размеры золотинок 0,05–0,45 мм, проба золота 878–906. Выявлен ряд зон протяженностью 160–1100 м при ширине 50–70 м. Содержание золота неравномерное – от сотых долей до 180 г/т, в среднем для Керчикского проявления 3,6 г/т.

Наличие золота выявлено в Нагольном кряже. Здесь перспективные серии жил штокверков приурочены к смятым отложениям нижнего и среднего карбона. Наиболее крупные – Бобриковская и Остробугорская купольные структуры. На первой из них на глубине 550–1100 м вскрыты штокверки золотоносных кварцевых жил с высокопробным золотом и сульфидами. Предполагается значительный масштаб оруденения [Карта рудоносных..., 2000].

Россыпные проявления золота в чехле платформы распространены мало. На северо-востоке, в басс. р. Кама россыпное золото добывается из современных и среднеюрских аллювиальных отложений; по-видимому, источником его являются коренные месторождения Тимана и Урала. Другая зона с россыпным золотом расположена на юго-востоке Воронежского антиклинория. Здесь золото добывают из крупнозернистых песков верхнего палеоцена. Можно предположить, что золото образовалось благодаря многократным перебивам древних отложений, куда оно попало из железистых кварцитов и слабозолотоносных конгломератов раннего протерозоя. Следует отметить минерализацию золота и в коре выветривания докембрийских пород: в богатых железных рудах, бокситах, аллитах. Наибольший интерес представляет оруденение на Чернявском и Приоскольском железорудных месторождениях, где в богатых железных рудах установлено содержание Au до 5 г/т. На Висловском и Олимпийском железорудных месторождениях в богатых железных рудах, бокситах и аллитах выявлены содержания Au до 2,4 г/т.

Практический интерес может представлять россыпное золото в неглубоко залегающих породах палеогена. Примером служит россыпь Русская Журавка, приуро-

ченная к прибрежно-морским отложениям палеогена (сумская серия), представленным галечниками и кварц-глауконитовыми песками, которые залегают на размытой поверхности сантонских пород. Здесь обогащение золотом наблюдается по простиранию отложений прибрежных фаций. Золото распределено крайне неравномерно, но приурочено главным образом к нижней части разреза. Содержание Au до 2,8 г/т (преобладает 0,02–0,1). Незначительные содержания и небольшие запасы не позволяют дать этой россыпи промышленную оценку. Однако золотоносность прибрежно-морских отложений палеогена заслуживает дальнейшего изучения.

Проявления россыпного золота известны на востоке Уфимского амфитеатра, где современные аллювиальные отложения и грубозернистые пески и гравелиты нижней перми (сакмарский, артинский ярусы) содержат 0,1–0,7 г/т золота и платины.

Незначительные проявления россыпного золота известны на Среднем и Северном Тимане.

Неметаллические полезные ископаемые

Химическое сырье

Фосфор. ВЕП обладает большими запасами фосфоритов, относящихся к четырем рудным типам – желваковому, пластовому (карбонатному), ракушняковому и песчаниковому. Наиболее распространен желваковый, который присутствует преимущественно в мезозойских и кайнозойских породах, но известен также в венд-кембрийских и пермских.

Желваковые руды представляют собой стяжения, конкреции или замещенные фосфатом раковины ауцелл и аммонитов, погруженные в глинисто-песчаную с глауконитом породу. Количество таких стяжений самое разное, иногда они сближаются, образуя сплошную фосфоритовую «плиту». Минералогически фосфориты состоят из фтор-, хлор- или гидроксил-апатита (франколиты, курскиты). Образование фосфоритов происходило в мелководных бассейнах вокруг небольших конседиментационных поднятий. Фосфоритоносные породы этого типа слагают большое число рудных зон в пределах распространения юрских, меловых и палеогеновых отложений.

Месторождения этого типа широко распространены в отложениях с возрастом от конца средней юры (байос–бат) до позднего мела (сеноман в Московской, Брянской, Нижегородской областях, Мордовской АССР, Оренбургской области, Прикаспии, в басс. р. Печора). Мощность фосфоритоносных горизонтов меняется от долей до нескольких метров, содержание P_2O_5 в породе от 5–6 до 10–14, в концентратах до 30 %.

Пластовый (карбонатный) тип фосфоритов в Приуралье приурочен к сакмарско-артинской толще известняков, частично доломитизированных, глинистых известняков и мергелей, в которых выделяется продуктивный слой мощностью 1–3 м с прослоями и линзами фосфоритов. В наиболее крупном, Селеукском, месторождении продуктивный слой достигает мощности 10 м. Здесь три прослоя фосфоритов мощностью 0,8–3,5 м содержат 15–17 % P_2O_5 . В Ашинском месторождении мощность прослоя фосфоритов 0,5–2 м, содержание P_2O_5 26,5 %. По-видимому, эта формация имеет большие перспективы.

Третьим типом фосфоритовых руд является ракушняковый. Он образует протяженную рудную зону вдоль побережья Финского залива, в которой размещается большое число месторождений. Руда здесь состоит из раковин оболид, содержащих 35–37 % P_2O_5 , погруженных в пески и песчаники пакерортского горизонта нижнего ордовика. Руды легко обогащаются. Наиболее крупным является месторождение Кингисеппское. Рудные тела имеют неправильную, чаще линзовидную форму, мощность 1,3–11 м. В разрезе месторождения три продуктивных горизонта. Протяженность рудных тел от долей до нескольких километров. Общее содержание P_2O_5 в руде 5–18, в среднем 7, в более грубозернистых разностях 11–18 %. В раковинах содержание P_2O_5 35–37 %. Руды легко обогащаются. Вредные примеси – пирит, карбонаты.

Песчаниковый тип фосфоритовых руд представлен хорошо сортированными песками мелового возраста с размерами зерен 0,05–0,25 мм содержат 30 % тяжелой фракции. Фосфаты образуют пленки и оболочки на зернах легкой и тяжелой фракций, оолитах и копролитах. Содержание P_2O_5 достигает 11 % в песках и 31,6 % в концентратах. В Унечско-Крапивинской зоне россыпей прогнозные ресурсы по P_3 составили 150 млн т.

Фтор. В чехле ВЕП имеются соединения фтора – флюорит и его модификация ратовкит.

Ратовкитовая минерализация приурочена к каширскому горизонту C_2 , прослежена на расстояние более 700 км вдоль юго-западной и южной окраин Московской синеклизы. Оруденение присутствует в породах самого различного состава – от известняков до грубозернистых песчаников, в отложениях морских, прибрежно-морских и дельтовых. Генезис оруденения до конца не ясен, есть представления, что оно образуется в результате насыщения морских вод мантийным флюидом и последующего отложения ратовкита в осадках.

Флюорит в жилах известен в Западном Приуралье, где он присутствует в виде мелкой вкрапленности в подсолевых отложениях кунгура. Генезис флюорита здесь, вероятно, тот же, что и вышележащих солей.

Бром, йод. Месторождения и проявления этих элементов связаны обычно с районами развития ископаемых солей или соленых озер, а также с нефтяными бассейнами. Крупные месторождения брома известны южнее Новгорода, в районе Перми, в верхнем течении р. Урал. Месторождения брома и йода известны к югу от Саратова; на северо-западном берегу Каспия.

Не исключена возможность образования минерализованных йодных и бромных вод за счет захороненных с осадками морских вод [Карта рудоносных..., 2000].

Сера. Месторождения и проявления серы на ВЕП представлены двумя типами – самородной и газовой серой. Сера, извлекаемая из колчеданных руд, существенной роли не играет, хотя и используется (проявление Комаровское).

Самородная сера приурочена к областям совместного развития сульфатных и карбонатных пород. Обычно это также соленосные бассейны. Образование самородной серы принято считать эпигенетическим процессом, в котором участвуют углеводороды, карбонаты и сульфатредуцирующие бактерии.

Газовая сера в настоящее время добывается в единственном, уникальном по размерам Астраханском газовом месторождении, в котором содержание сероводорода составляет более 24 % общего количества газов.

Драгоценные и поделочные камни

Агат. На севере Тиманского кряжа размещается поле развития толеитовых базальтов девонского кумушкинского комплекса. В центральных частях покровов неравномерно распределены миндалины размером от нескольких до 40 см, выполненные агатом, кварцем, кальцитом. Иногда присутствуют дымчатый кварц, аметист, барит, опал. Скопления миндалин в плане измеряются сотнями квадратных метров мощностью не более 4–5 м. Положение таких скоплений контролируется разломами, служившими путями излияния базальтов. Месторождения известны лишь на Северном Тимане (мыс Чаячий, реки Левая Иевка, Белая, М. Черная). Промышленная концентрация агатов приурочена в разрезе к какому-либо одному покрову (второму, третьему и т.д.), внутри которого агаты тяготеют к горизонтам пористых или миндалекаменных базальтов. Мощность продуктивных горизонтов составляет 1–3,5–6,5–9,7 м. Агатоносные миндалины располагаются беспорядочно или цепочками, от единичных до 15–20 шт. на 1 м². Размеры миндалин от 1–2 до 35–40 см и более. Совместно с агатом встречаются барит, аметист, горный хрусталь, исландский шпат. Агаты отличаются высокими декоративными и техническими свойствами.

Янтарь. На западе ВЕП, на побережье Балтийского моря, в палеогеновых отложениях залегают россыпи янтаря. Алкская и прусская свиты мощностью 10–14 и 30 м сложены песками, горизонтами глауконитовыми, глинистыми, с фосфоритовыми стяжениями, содержат янтарь. Здесь в эоценовых песках встречаются отдельные куски и скопления янтаря от 0,5 до 1,6 кг/м³. На Пальменикенском месторождении янтарь распределяется отдельными кусками или небольшими скоплениями. Куски размером более 10 мм составляют 75 % всего количества янтаря размером более 32 мм – 25 %, содержание колеблется от 0,5 до 1,6 кг/м³. По качеству янтарь делится на поделочный (12,40 %), прессовочный (7,05 %) и лаковый (80,55 %).

Соли

ВЕП богата каменной и калийной солями. Возраст солей девонский, раннепермский, позднепермский, юрский, неогеновый. Суммарные ресурсы солей составляют 5×10^8 млн т, в том числе калийных солей около 2 млрд т. Уникальное месторождение *Верхнекамское* (рис. 27) разрабатывается одновременно на соли калия и натрия. Все разведанные балансовые запасы распределенного фонда недр относятся к эксплуатируемым участкам Верхнекамского месторождения (1570 млн т K₂O). На долю этого месторождения приходится и 95 % оцененных запасов за пределами эксплуатируемых и резервных участков. Однако они являются нерентабельными для отработки традиционными способами. Значительная часть прогнозных ресурсов калийных солей размещается в европейской части РФ: в Оренбургской области (20 %), в Волгоградской (15 %), в Калининградской (8 %) в трех крупнейших в мире солеродных бассейнах – Предуральском и Прикаспийском, а также в восточном окончании Средне-Европейского бассейна. Кроме каменной соли, эксплуатируются также самосадочные месторождения Эльтон, Баскунчак и др.

Все известные месторождения минеральных солей относятся в основном к трем рудным формациям: галитовой, карналлит-сильвиновой, лангбейнит-каинитовой, представленным хлоридами и сульфатами натрия и калия. Наиболее крупные и эксплуатирующиеся месторождения приурочены к крупным отрицательным структурам – синеклизам, авлакогенам, краевым прогибам.

Галитовая рудная формация широко представлена на территории Русской платформы и встречается во всех известных месторождениях Днепровско-Донецкой, Прикаспийской впадин, а также Предуральского, Предкавказского краевых прогибов и в ряде синеклиз. Она связана с соленосными формациями девонского, пермского, юрского, неогенового возрастов. В месторождениях представлена пластовыми залежами галита в составе продуктивных горизонтов. Обычно выделяется несколько таких горизонтов с мощностью соляных пачек от 5 до 40 м. Последние чередуются с пачками несоляных пород, всего наблюдается от 3 до 6 таких пачек, иногда больше.

Основной породообразующий минерал – галит, который составляет 50–99,5 % породы, в примеси входят карбонат, ангидрит, сильвин и др. Соленасыщенность разреза колеблется от 25 до 70 %. Наиболее чистые разности солей содержат 93,4–99,6 % NaCl, обладают массивной текстурой, крупно- или гигантокристаллической структурой.

Карналлит-сильвиновая формация развита в разрезах соленосных толщ, часто совместно с галитовой. В разрезах калийные соли образуют либо отдельные мощные прослои, либо ритмо-пачки мощностью от 60 до 200 м. Каждая из ритмо-пачек в свою очередь содержит 4–9 чередующихся пачек соли и несоляных глинисто-мергелистых пород мощностью 2–5 до 22 м.

Калийные соли представлены в основном сильвином, руды которого содержат 14–52 % KCl, карналлит играет подчиненную роль. Мощность пластов сильвина от 0,5 до 10, карналлитовых 2–3 м и менее. Содержание KCl в карналлитовых рудах 3–32 %. Кроме карналлита и сильвина, в некоторых месторождениях встречаются полигалит и кизерит. Рудная формация представлена в месторождениях пермского возраста в Предуральском прогибе (Верхнекамское и др.). Этот тип руд наиболее распространен, месторождения эксплуатируются. С этой рудной формацией связаны самые большие запасы богатейших калийных руд.

По оптимальному варианту прогнозируемого освоения сырьевой базы калийных солей предусматривается, наряду с ростом их добычи на Верхнекамском месторождении (современные мощности задействованы на 60–70 %), ввод в эксплуатацию сульфатных солей на Шарлыкской площади (Оренбургская обл.) и хлористых – на Гремячинском месторождении (Волгоградская обл.). Эти месторождения находятся в агропромышленных районах Европейской России, обладающих развитой инфраструктурой, транспортной системой и энергетической базой.

По поводу происхождения солей общепринятым является мнение об их отложении из морских вод в изолированных бассейнах в процессе испарения воды. Разработаны подробные схемы последовательности выпадения сульфатов и хлоридов. Однако в настоящее время в результате изучения подводных эксгаляций соединений серы и хлора и сопоставления ресурсов ископаемых солей с их количеством в океанской воде приходится прийти к выводу об их эндогенном источнике. В пользу

этого говорит также повсеместная приуроченность залежей солей к областям развития глубинных разломов, их парагенезис с сульфатами (так как предполагается тот же эндогенный источник серы) [Карта рудоносных..., 2000].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ВНУТРИПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА

КОМПЛЕКСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭПОХИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Примером палеозойского магматогенно-метасоматического железорудного объекта может служить *Ковдорское* [Недра Северо-Запада., 2003] месторождение, которое является крупнейшим на Кольском п-ове (рис. 64). Месторождение генетически связано с Ковдорским массивом ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, который представляет собой сложную интрузию центрального типа палеозойского возраста, сформировавшуюся в пять фаз. Радиологический возраст 373–382 млн лет.

ЖЕЛЕЗО, АПАТИТ

Рудная зона прослежена на 1300 м при ширине 400–800 м. Среди руд преобладают апатит-оливин-магнетитовые разновидности. Содержание железа в рудах в среднем 31,5 %; среднее содержание вредных примесей: серы 0,184, фосфора 2,88 %. Руды требуют обогащения. Содержание железа в концентрате 63, фосфора 0,2, выход концентрата около 40, извлечение железа 85 %.

Запасы железных руд по категориям В+С₁ составляют 532,6, по категории С₂ 74,7, забалансовые запасы 69,5 млн т. Запасы апатит-магнетитовых руд составляют по категориям А+В+С₁ 439,2, Р₂О₅ – 29,7, по категории С₂ 59,9, Р₂О₅ – 3,1 млн т руды. Запасы апатит-штаффелитовых руд составляют по категориям А+В+С₁ 41,7, Р₂О₅ 7, по категории С₂ 2,1, Р₂О₅ 0,3 млн т руды [Недра.... 2005].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

С Ковдорским месторождением связано редкометалльное оруденение ниобия и циркония. Ниобиевая минерализация в магнетитовых рудах представлена пирохлором и его разновидностью мариньякитом, а циркониевая бадделеитом. Пирохлор и бадделеит в комплексе руд и секущих их карбонатитах распределены неравномерно и не образуют богатых скоплений. Они содержатся в виде очень тонкой рассеянной вкрапленности. Наиболее широко распространен бадделеит, приуроченный, как правило, к магнетитовым рудам. Пирохлор образует повышенные концентрации в магнетитовых рудах с кальцитом или со штаффелитом, а из пород нерудного комплекса в карбонатитах. Часть зерен бадделеита и пирохлора находится в тесном срастании с магнетитом. Это обстоятельство имеет важное значение при обогащении руд; часть этих зерен уходит в магнетитовый концентрат, где они представляют естественную легирующую примесь.

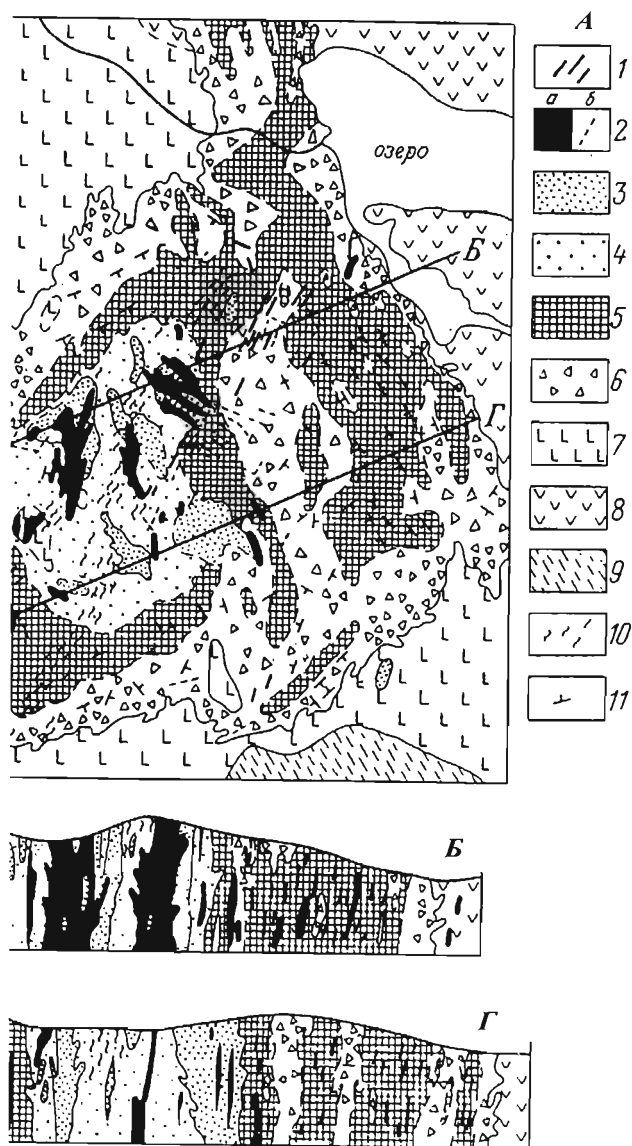


Рис. 64. Геологическое строение (А) и разрезы Ковдорского магнетитового месторождения (Б, Г) (по В. Намоюшко, А. Михеевич и О. Римской-Корсаковой)

1 - доломитовые карбонаты; 2 - кальцитовые карбонаты (*а* - неправильные тела, *б* - жильные тела); 3 - кальцит-магнетитовые и апатит-кальцит-магнетитовые руды; 4 - магнетитовые руды с кальцитом, апатит-форстеритовые и флогопит-форстеритовые руды; 5 - магнетитовые апатит-форстеритовые, форстеритовые, флогопит-apatит-форстеритовые руды; 6 - апатит-форстеритовые породы с реликтами щелочных пород и пироксенитов, отчасти превращенных в слодиты; 7 - ийолит-уртиты, ийолиты и мельтейгиты; 8 - пироксениты; 9 - фениты; 10 - участки распространения франколита (штаффелита); 11 - ориентировка магнетитовых жил

Флогопит и вермикулит

Рудами на флогопит являются флогопит-диопсид-оливиновые и флогопит-диопсидовые метасоматиты. Основная масса руд приурочена к Главной флогопитовой залежи. Ее длина превышает несколько сот метров, мощность колеблется от 10–20 до 80–100 м. Залежь имеет зональное строение. В ее центре находятся гигантозернистые оливиновые породы. Вокруг них прослеживается мономинеральная зона флогопита, ее мощность достигает 20 м. Далее наблюдается анхимономинеральная зона диопсида мощностью до 5–10 м. В других случаях оливиновая зона сменяется зоной пегматоидных флогопит-диопсидовых пород, среди которых отчетливой дифференциации флогопита и диопсида не наблюдается.

Главная залежь флогопита сопровождается большим количеством жилоподобных тел пегматоидных флогопит-диопсидовых, флогопит-оливиновых, флогопитовых пород мощностью от 1–2 до 10–15 м и длиной до 20–50 м. На флангах месторождения количество и размеры этих образований постепенно уменьшаются. Однако подобные тела с промышленным содержанием флогопита распространены на всей площади развития флогопит-диопсид-оливиновых пород, что определяет границы месторождения.

Промышленный флогопит Ковдорского месторождения представлен зеленой разновидностью и характеризуются постоянными физико-механическими, химическими, оптическими, электротехническими и другими свойствами. Выделяются следующие промышленные типы флогопитовых руд: 1 – флогопит-оливиновые руды с пегматоидной структурой (15–20 % промышленных запасов), 2 – флогопит-диопсидовые руды пегматоидного строения (10 % всех запасов руд), 3 – флогопит-диопсид-оливиновые руды неравномернозернистые, преимущественно крупнозернистые (не менее 60 % всех промышленных запасов флогопита), 4 – апатитизированные флогопитовые руды, распространены ограниченно, составляют первые проценты запасов.

Плотность промышленного флогопита составляет 2,67–2,73 г/см³. Среднее число твердости флогопита 10 кг/мм². По данным разведки Ковдорского месторождения, балансовые запасы забойного сырца составляют: по категориям А+В+С₁ 1569,64, С₂ 6202,88, забалансовые 2208,9 тыс. т.

Ковдорский флогопит отличается от флогопитов других месторождений лучшей расщепляемостью. Он также характеризуется высокой термической стойкостью и по этому параметру превосходит флогопиты всех известных месторождений.

К Ковдорскому массиву приурочено крупное месторождение вермикулита. Вермикулитовые руды месторождения образовались преимущественно по флогопит-диопсид-оливиновым породам флогопитового комплекса, а также флогопитизированным оливинитам. Распространение вермикулитовых концентраций на глубину ограничивается нижней границей коры выветривания. В зависимости от мощности моренных отложений вермикулитовые руды могут непосредственно выходить на поверхность либо располагаться под чехлом морены мощностью от 1–2 до 30 м. Кора выветривания, к которой приурочены промышленные вермикулитовые руды, имеет хорошо выдержанное зональное строение. Выделяются снизу вверх зоны дезинтеграции: гидрофлогопитовая, вермикулитовая и сунгулитовая (сунгулит является разновидностью антигорита).

По данным разведки Ковдорского месторождения, балансовые запасы руды составляют: по категориям А+В+С₁ 251185, С₂ 218905, забалансовые 1483 тыс. т. Запасы вермикулита составляют по категориям А+В+С₁ 21196, С₂ 21819, забалансовые 32 тыс. т.

Месторождение Африканда [Государственная геологическая..., 2004] имеет также палеозойский возраст. Оно представлено комплексными перовскит-титаномагнетитовыми рудами, приуроченными к одноименному массиву ультраосновных-щелочных пород. Месторождение локализовано в центральной части массива, сложенной оливинитами и пироксенитами, обогащенными рудными минералами – перовскитом и титаномагнетитом. Рудное тело в плане образует овал, вытянутый в северо-западном направлении на 1500 м, разведано до глубины 425 м. Главными рудными минералами являются титаномагнетит (20–35 %) и перовскит (20–30 %), с которым связана основная масса титана и почти все количество заключенных в рудах ниобия, тантала и редких земель.

Средние содержания полезных компонентов по месторождению составляют: TiO₂ – 7,6, железа 12,5 %; средние содержания в пределах разведанной части месторождения: TiO₂ 12,3, железа валового 14,2 %; содержания попутных компонентов: (Nb,Ta)₂O₅ 0,22, TR₂O₃ 0,67, ThO₂ 0,026 %. В настоящее время запасы сняты с баланса из-за повышенной радиоактивности концентратов.

В Карело-Кольском регионе известны и другие месторождения и рудопроявления редких металлов и редкоземельных элементов, связанных с массивами ковдорского ультрамафит-фоидолитового комплекса (месторождения Салланлатвинское и Вуориярви [Государственная..., 2004]). Ниобий присутствует как важный компонент также в составе комплексных руд месторождения Африканда и в Себляярвском массиве ультраосновных-щелочных пород.

Вуориярвинское месторождение редких металлов приурочено к центральной части одноименного массива, сложенной ультраосновными породами и карбонатами. Пироксеновые и перовскит-титаномагнетитовые руды встречаются на двух участках: Нескевара и Тухтавара. Пироксеновое оруденение содержится как в апатит-оливин-магнетитовых рудах, так и в карбонатитах. Содержание Nb₂O₅ в апатит-оливин-магнетитовых рудах колеблется от сотых долей процента. Кроме ниобия в рудах присутствуют редкие земли в количестве 0,15–0,40, цирконий 0,02–0,06 %. Магнетитовый концентрат содержит 57–63 % железа при извлекаемости около 90 %. Кроме того, в концентрате присутствует 0,07 % Nb₂O₅+Ta₂O₅ и 0,2–0,6 % фосфора. Пироксеновый концентрат содержит 0,9–2,97 % Ta₂O₅ + Nb₂O₅ при соответствующем извлечении первого от 40,4 до 66,3 и второго от 40 до 54,7 %. Апатитовый концентрат содержит 20–38 % P₂O₅ при извлечении фосфора в 50 %.

Месторождение апатита Себляярв связано с массивом ультраосновных-щелочных пород, представленных в основном пироксенитами, оливинитами, йолитами. Форма массива штокообразная с центриклинальным падением контактов. Рудные залежи представлены тремя зонами апатитсодержащих силикатных руд и пространственно связанными с ними карбонатитами. Центральная рудная залежь имеет площадь 2,5, северо-западная – 0,8, северо-восточная – 1,2 км². Главные рудные минералы – апатит, магнетит, пироксенол. Содержание P₂O₅ 3–9 %, железа валового

13–15 %. Запасы P_2O_5 по категории C_2 и прогнозные ресурсы P_1 156,2 млн т [Государственная геологическая..., 2000б].

Наиболее важно в промышленном отношении *Ловозерское* месторождение (рис. 65), для которого характерно наличие огромных запасов комплексных руд, содержащих редкие металлы и редкие земли (ниобий, тантал, цирконий, титан, редкие земли). Рудные концентрации лопарита связаны со вторым подкомплексом ритмично чередующихся щелочных пород ряда уртит-фойяит-луявритов дифференцированного лопаритоносного комплекса мощностью 1350 м. Рудные залежи представляют собой пластообразные тела, прослеживающиеся по всему периметру массива. Их средняя мощность варьирует от 0,48 до 2,5 м. Отдельные слои лопаритоносных пород при почти неизменной мощности прослеживаются на многие километры. Разработка в настоящее время ведется на рудниках Карнасурт, Кедыкверпахк, 1 шахтное поле Умбозерского участка.

Суммарное среднее содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в руде различных участков близко между собой и колеблется в небольших пределах 0,43–0,50; TiO_2 в пределах 1,8–2,12 %; в целом же по Ловозерской группе месторождений для различных категорий запасов суммарное содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 изменяется от 0,47 до 0,56 %; сумма редких земель от 1,62 до 1,96 %, TiO_2 от 1,99 до 2,38 % (редкие земли представлены преимущественно цериевой группой, которая составляет 98–99 % от их суммы). Значительные запасы циркониевых руд связаны с меланократовыми крупнозернистыми эвдиалитовыми луювритами, залегающими в верхней части разреза на вершинах гор Аллуайв, Кедыкверпахк, Ангвундасчорр, Сенгисчорр и др. и переслаивающимися со среднезернистыми эвдиалитовыми луювритами. На балансе числятся запасы тантала, ниобия, редких земель, титана, стронция и тория. Разведанная часть месторождения содержит также крупнейшие запасы иттрия, циркония, гафния. Месторождение Вавнбед приурочено к эвдиалитовым луювритам и пегматитам горы Вавнбед в восточной части Ловозерского массива. Мощность всего рудоносного комплекса составляет 200–300 м. По содержанию эвдиалита выделяются бедные и богатые руды. Бедные руды слагают пластообразные тела, содержащие около 3 % ZrO_2 , и не имеют практического значения. Богатые руды образуют линзовидные тела мощностью до 0,25, шпиль, гнезда и жилы длиной до 13 м и мощностью от 0,1 до 2 м с содержанием эвдиалита от 50 до 80 %.

Двадцать пять известных объектов с апатитовым оруденением преимущественно расположено в пределах Ковдорского и Хибино-Ловозерского РУ. Хибино-Ловозерский РУ объединяет десять месторождений, а также многочисленные проявления и пункты минерализации апатита. Крупнейшие комплексные месторождения апатит-нефелиновых руд пространственно и генетически приурочены к *Хибинскому* плутону и занимают ведущее место в структуре сырьевой базы и добычи фосфатов в России. На сегодняшний день балансовые запасы месторождений, сосредоточенных в Хибинском рудном узле, составляют 578 млн т P_2O_5 .

Все известные здесь месторождения и проявления, а также большая часть пунктов минерализации сосредоточены в рудной зоне, имеющей форму кольца шириной от 1 до 8 км, расположенной в пределах площади развития пород второй фазы плутона [Государственная геологическая..., 2004]. По составу комплексные апатит-

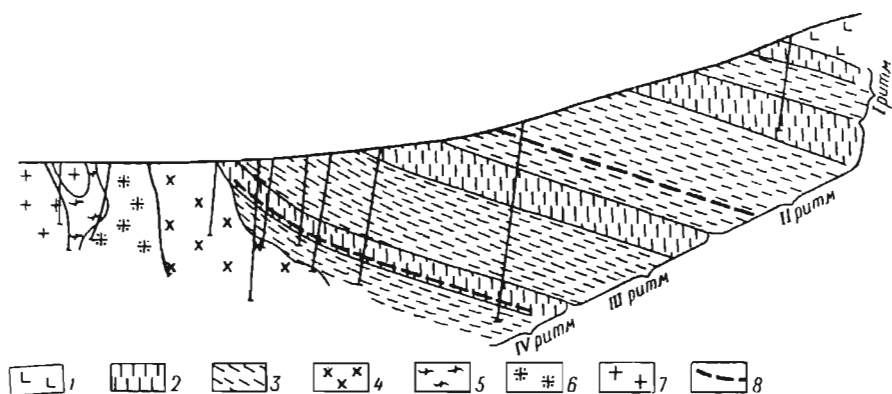


Рис. 65. Обобщенный вертикальный разрез лопаритоносного стратифицированного комплекса (по Я. Фейгину)

1 – эвдиалитовые луювриты; 2 – породы верхних зон ритмов (с преобладанием лейкократовых разностей); 3 – породы нижних зон ритмов (с преобладанием меланократовых разностей); 4 – пойкилитовые и порфиридные нефелиновые и содалитовые сиениты; 5 – пегматоидные фойяиты; 6 – фениты; 7 – гнейсы, архей; 8 – пластовые залежи щелочных пегматитов

нефелиновые руды Хибинских месторождений представляют собой минеральную ассоциацию апатита, нефелина, эгирина, сфена, титаномагнетита. По содержанию P_2O_5 руды делятся на богатые – более 15 % P_2O_5 , средние – 15–10 % P_2O_5 и бедные – менее 10 % P_2O_5 . Для всех залежей руд наблюдается общая тенденция снижения содержания P_2O_5 с глубиной. Все месторождения и проявления в пределах Хибинского рудного узла традиционно группируются в три рудных поля: Северное, Юго-Западное и Юго-Восточное [Недра..., 2003].

Месторождение *Кузьмор* входит в состав Северного рудного поля. Для этой группы рудных объектов характерно развитие многоярусных рудных зон с бедными апатит-нефелиновыми рудами. В общем балансе запасов Хибинских месторождений руды Северного рудного поля составляют 12 % запасов. Месторождение Кузьмор детально разведано и представлено одним линзовидным рудным телом длиной 2 км, шириной в плане 300–500 м, мощностью в центральной части до 50–70 м. Содержание P_2O_5 в верхней части рудного тела 15–20, в нижней 8–10 %, среднее содержание P_2O_5 10,38 %. Запасы, отнесенные к забалансовым, составляют 43,8 млн т руды и 4,6 млн т P_2O_5 . Юго-Западное рудное поле (рис. 66) включает шесть месторождений апатит-нефелиновых руд: *Кукисвумчорр*, *Юкспор*, *Плато Расвумчорр*, а также не показанные на карте Снежный Цирк, Эвеслогчорр, Апатитовый Цирк. Из них все, кроме месторождения Эвеслогчорр, являющегося резервным, разрабатываются. Они приурочены к единому телу апатит-нефелиновых руд, прослеженному по простиранию на 12 км, осложненному резкими раздувами и пережимами. Простирание залежи меняется от широтного до северо-западного, падение к центру массива под углом 30–35°, мощность залежи от 10 до 300, в среднем 65 м, по падению залежь прослежена до глубины 2,0 км, с глубиной отмечается уменьшение ее мощности. По содержанию P_2O_5 залежь делится на верхнюю зону богатых руд мощностью 20–80 м с содержанием P_2O_5 10–28 % и нижнюю зону бедных руд мощностью

100–150 м с содержанием P_2O_5 от 10–12 до 18–19 %. Вмещающие залежь породы представлены со стороны висячего бока рисчорритами и йолит-уртитамии, со стороны подошвы массивными уртитамии. Контакты рудных тел с вмещающими породами постепенные, их границы проводятся по содержанию P_2O_5 . В месторождениях Юго-Западного рудного поля сконцентрировано 50 % запасов всех Хибинских месторождений; в сумме они составляют 1927,2 млн т руды и 281,5 млн т P_2O_5 категорий $A+B+C_1$. Кроме апатита, по месторождениям Кукисвумчорр и Юкспор учтены запасы TiO_2 в количестве 10310 тыс. т, находящегося в сфене, запасы TR_2O_3 , содержащиеся в апатите месторождений Плато Расвумчорр и Апатитовый Цирк и запасы Nb_2O_5 , содержащегося в сфене месторождения Кукисвумчорр. Остальные месторождения Хибинского массива входят в состав Юго-Восточного рудного поля. Балансовые запасы по ним составляют 1089,5 млн т руды и 178,5 млн т P_2O_5 категорий $A+B+C_1$.

АЛМАЗЫ

Потенциально алмазоносные породы – кимберлиты и лампроиты – широко распространены в пределах ВЕП. Последняя может рассматриваться как кимберлит-лампроитовая провинция.

К настоящему времени известны рифейские дайки лампроитов Карелии и Кольского п-ова. В среднем палеозое внедрились промышленно-алмазоносные кимберлиты Зимнего берега (Архангельская область), неалмазоносные кимберлиты Терского берега Кольского п-ова (и Среднего Тимана), убогоалмазоносные кимберлиты Приазовья (Украина), неалмазоносные кимберлиты Белоруссии. Проявления россыпной алмазоносности, а главным образом находки минералов-спутников алмаза известны практически по всему разрезу чехла во многих районах платформы, начиная с рифея и кончая кайнозойскими рыхлыми образованиями.

Оценка перспектив алмазоносности базируется, как известно, на тех или иных представлениях о закономерностях размещения кимберлитового магматизма на древних платформах. По этому вопросу представители различных научных школ геологов-алмазников России (а ранее СССР) имеют существенно отличающиеся взгляды. Вместе с тем, в вопросе иерархии минерагенических таксонов большинство исследователей придерживается близких позиций. С определенными уточнениями и дополнениями этот ряд представляется в следующем виде: кимберлитовая провинция, кимберлитовая субпровинция, кимберлитовая область, кимберлитовый район, кимберлитовое поле, куст кимберлитовых тел, кимберлитовое тело. Провинция – крупнейшая геоструктура – платформа, несущая проявления кимберлитового магматизма разного возраста. Субпровинция – большая по площади территория распространения кимберлитового магматизма определенного возраста, контролируемая группой крупных структур платформы. Кимберлитовая область – одна из нескольких крупных тектонических структур, входящих в состав субпровинции и контролирующая распространение кимберлитового магматизма. Кимберлитовый район – часть области, где локализуется несколько сближенных в плане кимберлитовых полей либо находится одно крупное поле. Кимберлитовое поле – группа сближенных в пространстве кимберлитовых тел. Куст кимберлитовых тел – группа сближенных в пространстве кимберлитовых тел внутри поля.

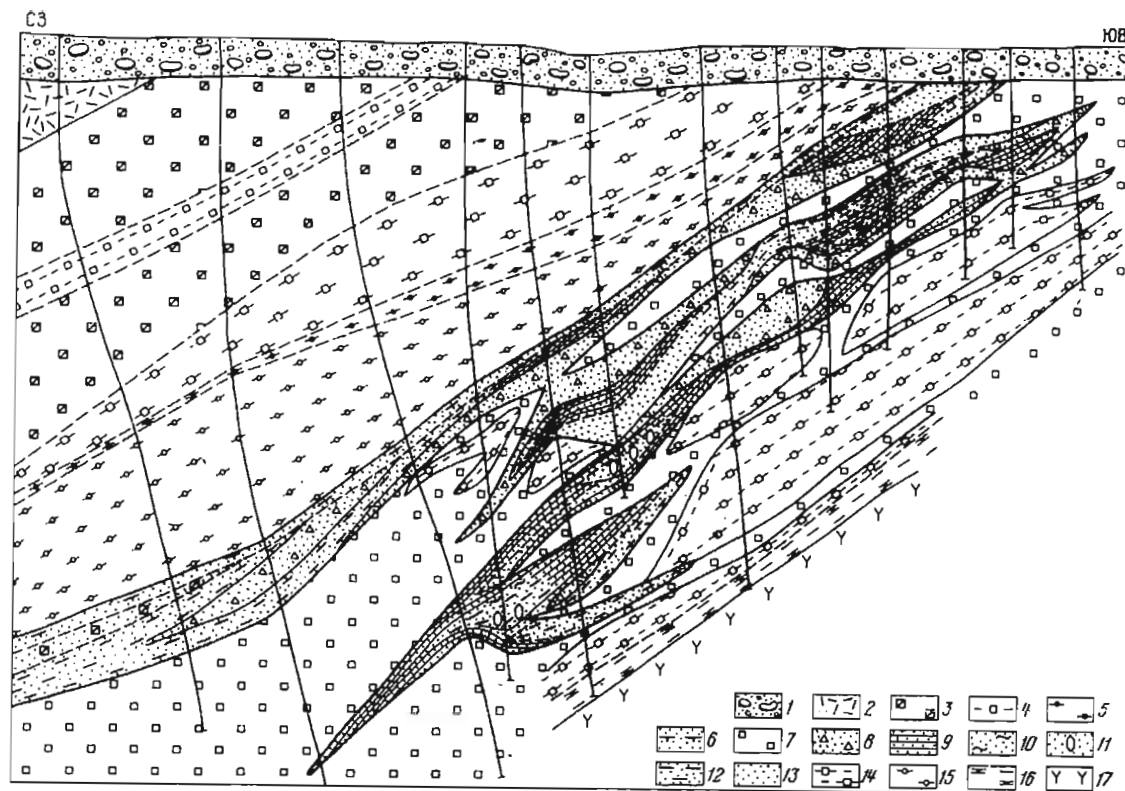


Рис. 66. Геологический разрез апатит-нефелинового месторождения

1 – моренные отложения; 2 – лавочорриты массивные; 3 – ювиты массивные; 4 – уртиты сливные; 5 – мельтейгиты трахитоидные; 6 – сфен-апатитовая руда; 7 – уртиты массивные; 8 – брекчии апатитовых руд; 9 – полосчатая апатитовая руда; 10 – линзовидно-полосчатая руда; 11 – блоковая руда; 12 – пятнисто-полосчатая руда; 13 – пятнистая руда; 14 – уртиты трахитоидные; 15 – иолиты трахитоидные; 16 – малиниты трахитоидные; 17 – хибиниты

Наиболее характерной чертой регионов проявления кимберлитового магматизма является консервативный тип их геологического развития. На протяжении значительного отрезка геологической истории развития от этапа к этапу развиваются отрицательные и сопряженные с ними положительные тектонические структуры. В этом временном ряду консервативных структурных форм кимберлиты внедряются на этапе наибольшей активизации, когда формируются контрастные структурные формы, разломы, имеют место проявления магматизма в пределах авлакогенов или прогибов и на бортах прилегающих поднятий.

Накопленный на сегодняшний день материал по геологии кимберлитов Сибирской платформы и ВЕП позволяет использовать возраст кимберлитов как один из критериев прогнозирования коренных месторождений алмазов. Из приблизительно семисот кимберлитовых тел Сибирской платформы и около шестидесяти кимберлитовых тел ВЕП только среднепалеозойские кимберлиты (D_2-C_1) являются промышленно алмазоносными. Это заставляет особенно тщательно анализировать именно среднепалеозойский этап развития ВЕП и в рамках этого этапа попытаться выявить кимберлитоконтролирующие тектонические структуры.

В среднем палеозое в пределах Русской кимберлитовой провинции выделяются три кимберлитовых субпровинции среднепалеозойского возраста: Северо-Русская, Южно-Русская и Западно-Русская.

Северо-Русская кимберлитовая субпровинция

Субпровинция занимает значительную часть севера и северо-запада платформы. В ее составе выделяются *Архангельская кимберлитовая область* с Зимнебережным и Кандалакшским кимберлитовыми районами, а также самостоятельный Тиманский район.

Зимнебережный кимберлитовый район представляет собой изометричную площадь диаметром порядка 300 км с г. Архангельск в центре. В ней выявлены довольно многочисленные и разнообразные проявления щелочно-ультраосновного магматизма. На Онежском п-ове известны трубки взрыва мелилититов, на Зимнем берегу трубки кимберлитов, мелилититов и силлы кимберлитов. Широкое развитие последних, как пространственно связанных с трубками, так и образующих самостоятельные тела, является характерной отличительной особенностью данного региона.

В строении фундамента района выделяются четыре рифейских структуры первого порядка: Архангельский и Кулойский горсты, разделяющий их Зимнегорский авлакоген и на юго-западе Онежский авлакоген. Все структуры имеют северо-западное простирание и отделены друг от друга зонами разломов. В их составе выделяются субпараллельные структуры второго порядка: в Зимнегорском авлакогене (с севера на юг) Падунский грабен, Товский выступ, Керецкий грабен; в Онежском авлакогене Солзенская ступень. Кимберлиты развиты в пределах Товского выступа и Кулойского горста, а трубки мелилититов приурочены преимущественно к более погруженным блокам кристаллического фундамента к Падунскому и Керецкому грабенам и Солзенской ступени. По характеру пространственного размещения магматических тел и особенностям вещественного состава выделяются Золотицкое и Мель-

ское поля развития кимберлитов, Верхотинское и Кепинское поля кимберлитов и мелилититов, Ижмозерское и Ненокское – мелилититов [Архангельская..., 2000; Недра..., 2003].

Золотицкое поле, объединяющее 10 кимберлитовых трубок, расположено в пределах Товского выступа кристаллического фундамента и характеризуется цепочно-линейным расположением диатрем, что определяется приуроченностью их к зоне глубинного разлома субмеридионального направления, которым также контролируется размещение Ижмозерского и Мельского полей. Трубки локализуются в местах пересечения этой зоны с нарушениями северо-восточной и субширотной ориентировки. Расстояние между трубками от 0,1 до 2,5 км. Площади трубок на уровне современного эрозионного среза изменяются от 0,2 до 35 га, для большинства трубок месторождения им. М. В. Ломоносова превышает 10 га. Мощность перекрывающих отложений от 20 до 54 м (рис. 67, 68).

Восточнее Золотицкого располагается *Кепинское поле*, объединяющее 19 трубок кимберлитов и мелилититов и четыре кимберлитовых силла. По характеру размещения они образуют три группы. Две характеризуются цепочно-линейным расположением тел: одна субширотного, вторая северо-восточного направления. Между ними расположена третья группа с «кустовым» размещением магматических тел. В структурном плане большинство трубок и силлов локализуется в пределах Кулойского горста и Товского выступа фундамента. Площади диатрем изменяются довольно значительно – от 0,4 до 170 га (трубка Суксома). Силлы кимберлитов образуют либо самостоятельные тела (697, 687, 4946, 494), либо пространственно связаны с трубками (695, Шоча, 734) и прорываются ими. Залегают в толще песчаников и алевролитов падунской свиты венда субгоризонтально, преимущественно согласно с напластованием вмещающих пород. Некоторые из них выходят на эрозионную вендскую поверхность. Мощность изменяется от первых сантиметров до 27 м (силл 697), чаще образуют целые серии маломощных тел. В центральной части силла 697 наклонной скважиной на глубинах 225–285 м вскрыт крутопадающий подводящий канал трещинного типа. Он выполнен брекчированными породами венда с обломками и маломощными жилами кимберлита. Площади развития силлов 1–2 км². Перекрываются трубки и силлы толщей каменноугольных, пермских и четвертичных осадков мощностью от 30 до 100 м.

Верхотинское поле объединяют две кимберлитовые трубки и 6 трубок мелилититов. В структурном плане расположено в пределах Кулойского горста, примыкает к зоне сочленения его с Зимнегорским авлакогеном. Семь трубок в юго-восточной части поля образуют две небольшие по протяженности (1,5 и 6 км) параллельные цепочки тел северо-восточного направления. Отдельно на северо-западе расположена трубка Верхнетовская. Диатремы характеризуются небольшими размерами, их площади изменяются от 0,5 до 16 га (трубка им. Гриба). Мощность перекрывающих каменноугольных и четвертичных отложений от 45 до 80 м (рис. 69, 70).

Мельское поле расположено в 50 км к северу от Золотицкого, локализуется в пределах Кулойского горста и контролируется, как уже указывалось ранее, зоной глубинного субмеридионального разлома. Известны лишь силлы кимберлитов, развитые на площади около 1,5 км² и разделенные эрозионными четвертичными врезами

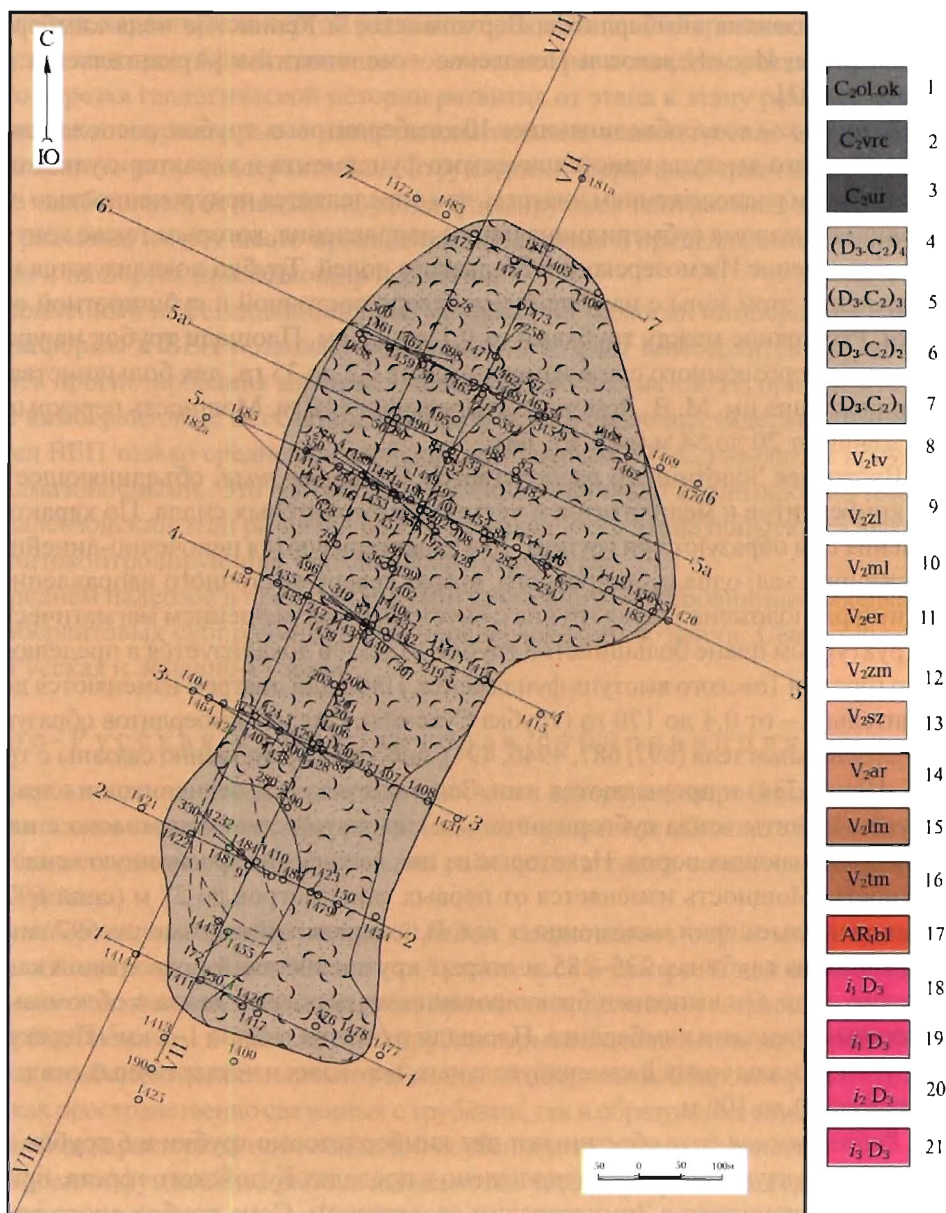


Рис. 67. Трубка Пионерская, геологический план (по данным АК «АЛРОСА»)

1 – олмугско-окуневская свита нерасчлененная. Зернистые и органические известняки, доломитизированные, желтовато-белые, желтовато-серые, светло-серые; 2 – воереченская свита. Зеленоцветные и сероцветные песчаники на глинисто-карбонатном и карбонатном цементе; 3 – урзугская свита. Пестроцветные песчаники с редкими прослоями, линзами аргиллитов, алевролитов и тлин; 4 – туфогенно-осадочные отложения. Четвертая толща. Туфопесчаники, песчаники с примесью кимберлитового материала, брекчии осадочных пород; 5 – туфогенно-осадочные отложения. Третья толща. Туфопесчаники, песчаники с примесью кимберлитового материала, брекчии осадочных пород; 6 – туфогенно-осадочные отложения. Вторая толща. Туфы, туффиты, туфопесчаники; 7 – туфогенно-осадочные отложения. Первая толща. Туфопесчаники, песчаники с примесью кимберлитового материала.

брекчии осадочных пород; 8 – товские слои. Пестроцветные песчаники; 9 – золотицкие слои. Красноцветные алевролиты и песчаники; 10 – мельские слои. Песчаники и алевролиты красные и красновато-коричневые; 11 – ергинские слои. Серовато-зеленые алевролиты с прослоями темно-зеленых аргиллитов и темно-красных, коричневых алевропесчаников 12 – зимнегорские слои. Зеленоцветная толща аргиллитов и алевролитов; 13 – сюзьминские слои. Зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты; 14 – архангельские слои. Аргиллиты, редко алевролиты, песчаники (145 м); 15 – лямичские слои. Аргиллиты с прослоями пепловых туфов и туффитов (первый туффогеенный горизонт). преобладает шоколадно-коричневая окраска (85 м); 16 – тамичские слои. Песчаники грубозернистые, в верхней части с прослоями аргиллитов, алевролитов; в основании гравелиты и конгломераты (73 м); 17 – Беломорский комплекс. Керетская толща. Гнейсы, амфиболиты; 18 – ксенотуфобрекчия кимберлитов и пикритов первого этапа; 19 – ксенотуфобрекчия кимберлитов второго этапа; 20 – автолитовая кимберлитовая брекция; 21 – порфировый кимберлит подводящего канала

на 5 изолированных участков. Выделены три силла, залегающих на разных гипсометрических уровнях в толще красноцветных пород мезенской свиты венда. Мощность отдельных пластов варьирует от 0,4 до 4 м. Залегают они в основном горизонтально, согласно с напластованием пород, иногда секут их под углом 10–20°. Два выхода обнажаются в береговых обрывах р. Мела.

Ижмозерское поле представлено четырьмя трубками мелилититов, образующих две обособленные группы в пределах субмеридиональной линейной зоны. Расположено в пределах Керетского грабена кристаллического фундамента. Площади трубок от 5–10 до 76 га (трубка Чидвия). Мощность перекрывающих четвертичных отложений от 10 до 70 м.

На северо-востоке Онежского п-ова в басс. р. Верховка находится *Ненокское мелилититовое поле*, состоящее из 34 трубок. Расположено на борту Онежского авлакогена в пределах его Солзенской ступени. Трубки образуют несколько цепочек северо-восточного направления протяженностью от 3 до 20 км. Расстояние между трубками от нескольких сот метров до 3–5 км. Площади трубок изменяются от 0,9 до 31,4 га. Мощность перекрывающих четвертичных осадков от 0 до 50 м. Одна из трубок – Болванцы – обнажается в береговом обрыве одноименного ручья.

В магнитном поле трубки и силлы выражены аномалиями различной контрастности и интенсивности. Для Зимнебережного района характерны слабоконтрастные аномалии интенсивностью от 2–5 до 50 нТл, для трубок Ненокского поля более четкие и контрастные аномалии интенсивностью до 1700 нТл, при этом количество аномалий интенсивностью до 50 нТл не превышает 20 %.

Все трубки прорывают слаболитифицированные отложения венда. Их воздействие на вмещающие породы выражается повышенной трещиноватостью последних в околотрубочном пространстве с образованием зон брекчирования мощностью до 20–50 м, в основном на участках с более пологими контактами. Вокруг некоторых диатрем отмечаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до 20 м. Для хорошо изученных трубок Золотицкого поля установлены своеобразные структуры – мульды проседания, размеры которых в 6–8 раз превышают размеры трубок. Контактные изменения вмещающих пород выражены слабо и проявляются в их ороговиковании и сапонитизации, часто отмечаются прожилки кварца, кальцита, полыгорскита.

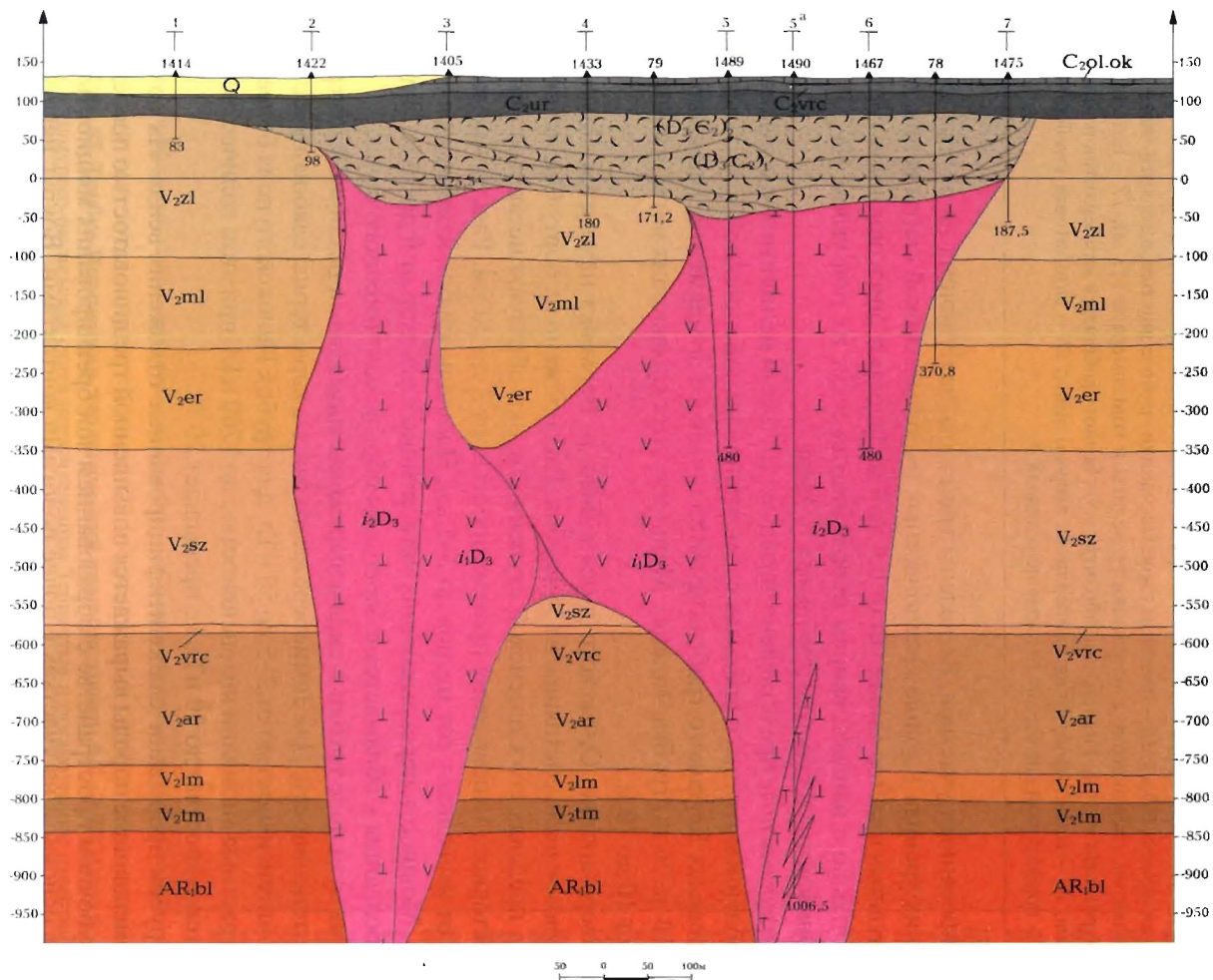


Рис. 68. Трубка Пионерская, геологический разрез по линии VPII-VPII (по данным АК «АЛРОСА») Усл. обозн. см. к рис. 67

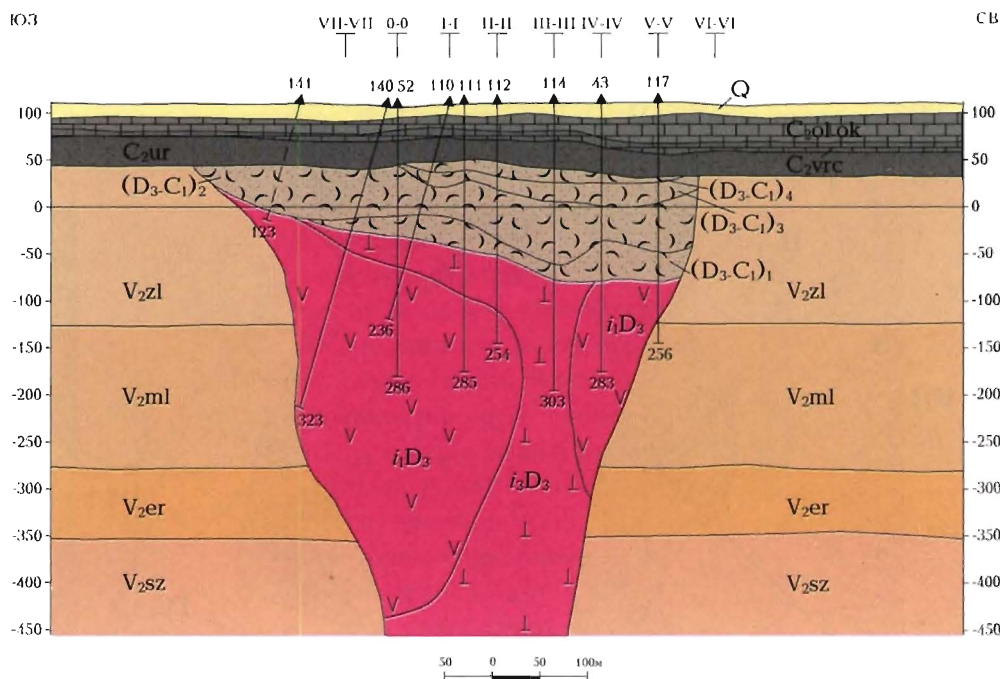


Рис. 70. Трубка им. Гриба, геологический разрез по линии 6–6 (по данным АК «АЛРОСА»)
Усл. обозн. см. к рис. 67

отсутствия пород кратерной фации. В большинстве однофазных трубок жерла выполнены одной из разновидностей туффизитовых брекчий-ксенотуфобрекчий, реже автолитовой брекчий (трубка Архангельская) или порфировым мелилититом (трубки Ижма, Весенняя). В многофазных трубках жерла сложены, как правило, двумя разновидностями туффизитовых брекчий, представляющих собой различные фазы формирования жерла: первая фаза – ксенотуфобрекчий, вторая – автолитовые брекчий [Архангельская..., 2000]. В трубке им. Гриба вторая фаза представлена массивными кимберлитами, а в ряде трубок Ненокского поля оливиновыми мелилититами. Реже встречаются трубки, в которых первые две фазы представлены разновидностями туффизитовых брекчий, а третья, наиболее поздняя – порфировым кимберлитом (трубка Пионерская). Контакты между разновидностями пород жерловой фации в одних случаях четкие, резкие, в других в приконтактных зонах образуются гибридные породы. Мощность переходных зон до 5 м.

Среди пород, выполняющих трубки и слагающих силлы, выделяются три фации: кратерная, жерловая и гипабиссальная – корневые части трубок и реже их жерла.

Образования кратерной фации, выполняющие верхние части трубок, представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками, реже туфоалевролитами и брекчиями вмещающих пород. Окраска пестрая, пятнистая с преобладанием коричневых тонов. Для туфов характерна брекчиевая и параллельно-слоистая текстура, для туффитов брекчиевая. Туфы и туффиты сложены псевдоморфозами сапонита по оливину, автолитам и обломками вмещающих пород. Содержание ксеногенного материала

вмещающих пород (обломки, кристаллокласты кварца) в туффитах 10–50, в туфах менее 10 %. Туфопесчаники, туфоалевролиты существенно кварцевого состава, часто слоистые, содержание магматического материала до 10 %. Мощность отложений кратерной фации изменяется от первых до 300 м (трубка Суксома). Более широко они развиты в диатремах Зимнебережного района, в Ненокском поле установлены в двух трубках.

Породы жерловой фации представлены в основном туффизитовыми брекчиями. Реже (трубки Ижма, Весенняя, им. Гриба, 734, 713, 693, Усть-Сюзьма) в жерлах развиты массивные породы, аналогичные породам гипабиссальной фации. Выделяются литокристаллокластические (туфо-ксенотуфобрекчии) и автолитовые брекчии.

Туфо- и ксенотуфобрекчии сложены вкрапленниками оливина двух генераций: замещенного сапонитом, а на глубоких горизонтах серпентином, автолитами, ксенолитами вмещающих пород. Содержание магматического материала в ксенотуфобрекчиях 20–30 %, в туфобрекчиях 40–70 %. Большинство трубок Кепинского поля содержит многочисленные обломки и глыбы терригенно-карбонатных пород ордовика, которые в настоящее время в районе не известны. В меньших количествах встречаются вкрапленники хлоритизированного флогопита, ксенолиты фундамента и глубинных пород, мегакристы пироба, пикроильменита, а в оливиновых мелилититах трубок Ижмозерского и Ненокского полей вкрапленники клинопироксена. Пикроильменит установлен лишь в ряде трубок Кепинского поля и в трубке им. Гриба. Структура основной массы (матрицы) криптозернистая и мелкочешуйчатая. В составе ее в различных соотношениях присутствуют сапонит, гидрослоды, карбонат, хлорит, гидроокислы железа.

Автолитовые брекчии довольно однообразны по составу: мегакристаллы измененного оливина и автолиты. В резко подчиненных количествах присутствуют мелкие ксенолиты мантийных пород, пород фундамента и венда. Содержание основных составных частей автолитовых брекчий изменяется в довольно широком диапазоне от 20–60 % для псевдоморфоз по оливину и 5–40 для автолитов. Содержание ксенолитов вмещающих пород не превышает 5, кристаллического фундамента 1 %. Связующая масса представляет собой криптозернистый серпентин-сапонит-хлорит-кальцитовый агрегат.

Породы гипабиссальной фации выполняют корневые части диатрем, силлы, а также жерла некоторых трубок. Они представлены двумя разновидностями: порфировой макрокристаллической и порфировой афанитовой.

Кимберлит корневой части трубки Пионерская массивный, порфировой структуры. Вкрапленники представлены крупными мегакристами оливина I (более 30 %) и субидiomорфными более мелкими фенокристами оливина II (около 30 %). Основная масса состоит из микролитов оливина, чешуек флогопита, мелких зерен хромшпинелидов, перовскита, кальцита и связующего их криптозернистого серпентин-хлоритового агрегата. В кимберлите, выполняющем жерло трубки им. Гриба, содержание вкрапленников оливина I 38–46, оливина II до 2 %, примерно 1–4 % составляют кристаллокласты оранжевого граната, пироба, пикроильменита, хлоритизированного флогопита, клинопироксена. Основная масса сложена мелкочешуйчатым серпентином с примесью карбоната. Характерно значительно большее, чем в остальных труб-

ках района, содержание ксенолитов глубинных пород – гранулитов, пироповых и ильменитовых ультрабазитов, эклогитов, метасоматизированных флогопитовых пород.

Порфировыми афанитовыми породами сложены силлы, а также выполнен основной объем трубок Ижма, Весенняя, 734, 693, 713, Усть-Сюзьма. Текстура массивная, в силлах часто полосчатая. Характерно низкое содержание оливина I (менее 10 %). Порфировые вкрапленники в кимберлитах представлены фенокристаллами оливина II, реже флогопитом. Основная масса состоит из микролитов оливина, хлоритизированного флогопита, хромшпинелидов, рутила, перовскита, ильменита, кальцита и сапонит-серпентин-хлоритового криптозернистого агрегата. В оливиновых мелилититах Ижмозерского поля вкрапленники представлены идиоморфными фенокристаллами оливина, а в трубке Усть-Сюзьма (Ненокское поле) также клинопироксеном. Основная масса состоит из микролитов оливина, мелилита, реже клинопироксена, нефелина и цементирующего серпентин-хлоритового агрегата.

Главными породообразующими минералами кимберлитов являются оливин, флогопит и кальцит; типичными акцессорными – хромшпинелиды, перовскит, ильменит и рутил. В трубках Золотицкого поля отмечается мелилит (до 10 %). Кимберлиты Мельского и Золотицкого полей, большинства тел Кепинского поля и трубка Верхнетовская (Верхотинское поле) характеризуются относительно низкими содержаниями минералов тяжелой фракции и низкой концентрацией в ней минералов-спутников алмаза (хромшпинелид, хромдиопсид, пироп). Преобладают хромшпинелиды, пикроильменит практически отсутствует. Содержание ксенолитов глубинных пород низкое. Кимберлиты из трубок 688, 751, 748, 734 Кепинского поля и трубки им. Гриба Верхотинского поля характеризуются более высокими содержаниями минералов-спутников алмаза, преобладают пироп и пикроильменит, меньше развит хромдиопсид, редко отмечается хромшпинелид.

Главные типоморфные минералы оливиновых мелилититов – оливин, мелилит и клинопироксен, в некоторых разностях флогопит. Акцессорные – нефелин, ильменит, магнетит, титаномagnetит, хромшпинелиды. Содержание последних значительно ниже, чем в кимберлитах. В оливиновых мелилититах Ненокского поля отмечаются фельдшпатоиды группы содалита. Минералы-спутники алмаза представлены хромшпинелидами, пиропом, хромдиопсидом, содержание крайне низкое. Ксенолиты магнитных пород единичные. Выделяются беспироксеновые оливиновые, оливин-пироксеновые и оливин-флогопитовые мелилититы. Трубки Ненокского поля относятся к оливин-пироксеновым разностям.

По петрохимическим показателям, кимберлиты отличаются от оливиновых мелилититов более низкими содержаниями SiO_2 (26–42 %), Al_2O_3 (1,8–4,7 %) и наибольшими MgO (22–36 %). В оливиновых мелилититах более высокие содержания CaO (4–11 %), Al_2O_3 (4–9 %) и меньшие MgO (10–23 %).

Выделены две контрастные геохимические группы, каждая из которых включает кимберлиты и оливиновые мелилититы, отражающие гетерогенность их мантийных источников. Первая группа пород объединяет кимберлиты и оливиновые мелилититы Кепинского (за исключением трубки Суксома) и Мельского полей, а также трубки Верхнетовская и им Гриба Верхотинского поля. Кимберлиты этой группы по

петрохимическим характеристикам близки к кимберлитам Якутии и к кимберлитам I группы Ю. Африки. Оливиновые мелилититы отличаются от кимберлитов более высокими содержаниями CaO , Al_2O_3 , Na_2O и меньшими MgO , Ni , Cr , а также повышенными концентрациями LREE и HESE. Вторая группа объединяет кимберлиты Золотицкого поля, мелилититы Верхотинского, Ижмозерского и Ненокского полей и грубки Суксома Кепинского поля. Кимберлиты этой группы по особенностям химического состава близки к кимберлитам II группы Ю. Африки. От кимберлитов I группы (Кепинское поле) они отличаются более высокими содержаниями MgO и меньшими TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, Al_2O_3 . Оливиновые мелилититы этой группы отличаются от кимберлитов меньшими концентрациями как Ni и Cr , так и LILE и LREE, что не характерно для мелилититов Кепинского поля, а также пониженными содержаниями MgO , K_2O . По степени «ультраосновности-базальтоидности» породы I геохимической группы относятся к глиноземистой серии, второй – к железисто-титанистой серии.

На основании изучения ископаемых остатков флоры и фауны в кратерных и жерловых частях диатрем, с учетом возраста перекрывающих отложений, время формирования ультрамафитов определяется как поздний девон–средний карбон. Датирование K-Ar методом кимберлита трубки им. Ломоносова дает приблизительную оценку возраста 355 ± 10 млн лет.

Алмазы установлены в том или ином количестве в большинстве трубок и силлов, кроме кимберлитовых силлов р. Мела. В оливиновых мелилититах Ненокского поля единичные микроскопические зерна алмазов найдены в трубках Болванцы, Карахта, Куртаево. По содержанию алмазов трубки и силлы кимберлитов и оливиновых мелилититов Кепинского поля, оливиновых мелилититов Верхотинского и Ижмозерского полей относятся к весьма слабоалмазоносным (содержание менее 0,1 кар/т). В Золотицком поле три северные и трубка Поморская относятся к слабо-, средне- и высокоалмазоносным. К высокоалмазоносным относится и трубка им. Гриба Верхотинского поля.

Кандалакшский кимберлитовый район расположен в прилегающей к горлу Кандалакшского залива территории Мурманской области, в основном Кольского залива. В районе широко проявлен среднепалеозойский щелочно-ультрамафитовый магматизм. В пределах района на Терском берегу Кандалакшского залива Белого моря выявлено Терскобережное кимберлитовое поле. Здесь известны две трубки слюдяных кимберлитов, а также 36 трубок взрыва и 16 даек мелилититов, в том числе фельдшпатоидных мелилититов, меланефелинитов и авгититов [Калинкин и др., 1993]. Трубки прорывают терригенные отложения рифея. Размеры одной трубки 100×100 , другой 30×40 м. K-Ar методом по флогопиту из кимберлита возраст трубок оценивается как среднепалеозойский. Получены значения 337–384 млн лет. Кимберлиты представлены преимущественно массивными разновидностями. Эруптивные кимберлитовые эндоконтактные брекчии содержат угловатые обломки терригенных пород, зерен кварца и полевого шпата. Макроскопически кимберлиты имеют зеленовато-серый цвет, средне- и мелкозернистую структуру, массивную текстуру. Выделяются две разновидности кимберлита: мелкопорфировая, располагающаяся преимущественно в верхней части трубки, и крупнопорфировая, слагающая жерло.

Вкрапленники оливина первой генерации (5–7 %) имеют округлую или эллипсоидную форму, размеры 1–3 мм, они полностью изменены – серпентизированы и карбонатизированы. Микропорфировые выделения оливина второй генерации (20–25 %) имеют размеры 0,1–1,0 мм, округлую форму, замещены серпентином, сапонитом или карбонатом. В виде вкрапленников присутствуют также удлиненные пластинки флогопита размером 3–4 мм. Тонко-микрористаллическая основная масса состоит из мельчайших зернышек оливина, чешуек слюды, апатита, рудного минерала и серпентин-карбонатного базиса. Мелкие пластинки слюды имеют размеры 0,1–0,2 мм, количество их достигает 50 % основной массы. Кимберлиты содержат угловатые обломки песчаников, зерна кварца и полевого шпата, реже обломки апатито-карбонатных пород и афанитовых пород базальтового облика. Количество ксеногенного материала достигает 30–40 %. Цементом является слюдяной кимберлит.

По химическому составу пород кимберлиты в целом соответствуют типичным слюдяным кимберлитам и имеют повышенное содержание K_2O (в среднем до 2,7 %) и P_2O_5 до 2,14 %. По сравнению с продуктивными кимберлитами Зимнего берега кимберлиты Терского берега отличаются более высоким содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , железа, MgO , CaO , щелочей и P_2O_5 .

В кимберлитах установлены мелкие алмазы фракции мельче 0,5 мм. представленные октаэдрами. Содержание алмазов убогое. Из минералов-спутников алмаза в кимберлитах содержатся хромшпинелид (преобладает), пироп и хромдиопсид. Пироп встречается в виде обломков округлых зерен фиолетовой и малиновой окраски. По химизму наиболее часты пиропы с содержанием Cr_2O_3 10 при CaO 6 %. Хромшпинелиды имеют размеры 0,1–0,6 мм и форму остросребренных октаэдров и округлых октаэдров. По химизму встречаются хромиты с содержанием Cr_2O_3 до 68 %, однако имеются разновидности двух ветвей с содержанием Cr_2O_3 30–40 и 54–62 %. Хромдиопсид характеризуется изумрудно-зеленой окраской округлых зерен и составом Cr_2O_3 1,4–2,4, Na_2O 1,0–1,5 % при Al_2O_3 , близком к нулю.

Как в пределах кимберлитового поля, так и в пределах других частей Кандалакшского района возможно выявление новых групп кимберлитовых тел. Вероятней всего, продуктивные кимберлиты могут быть обнаружены к северу от рифейского грабена в поле развития архейских метаморфических пород. Учитывая, что суммарный послесреднепалеозойский срез этой территории оценивается в 300–500 м, размеры кимберлитовых трубок должны быть небольшими.

В пределах *Тиманского кимберлитового района*, на Среднем Тимане, известно Умбинское кимберлитовое поле, состоящее из трех трубок. Кимберлиты контролируются нарушениями северо-западного простираения согласного с общим простираанием структур Вольско-Вымской гряды. Кимберлитовые брекчии выполняют трубчатые субвертикальные тела, прорывающие отложения кислоручейской свиты рифея. Кимберлитовые трубки вскрыты на глубине от 60 до 5 м под верхнедевонскими (60 м) и четвертичными (5 м) отложениями.

Трубки имеют линзообразную форму и близкое к изометричному сечение, их размеры 15 × 70, 170 × 120, 70 × 50 м. Возраст трубок определяется как среднедевонский (373 млн лет). Породы, слагающие трубки, представлены кимберлитовой брекчией

ей и менее распространенным массивным кимберлитом. В кимберлитовых брекчиях постоянно встречаются автолиты и ксенолиты (автоксенолиты) мелкопорфирового и слюдистого кимберлита с микролитовой структурой основной массы, а также ксенолиты родственных кимберлитам пород.

Южно-Русская кимберлитовая субпровинция

Южно-Русская кимберлитовая субпровинция расположена в южной части Русской платформы. В тектоническом плане она охватывает плечи Припятско-Днепровско-Донецкого рифта (Воронежскую и Украинскую антеклизы). В пределах субпровинции выделяются Воронежская и Украинская кимберлитовые области. Воронежская кимберлитовая область в тектоническом плане охватывает Воронежскую антеклизу и Белорусское поднятие, примыкающие к Припятско-Днепровско-Донецкому среднепалеозойскому рифту. В географическом отношении Воронежская кимберлитовая область расположена в пределах Воронежской, Курской, Брянской административных областей России и в юго-восточной части Белоруссии.

Воронежская кимберлитовая область имеет протяженность около 1400 км при ширине от 200 до 400 км. К категории перспективных область отнесена на основании своего тектонического положения – в среднем палеозое она представляет собой сопряженное с Припятско-Днепровско-Донецким рифтом поднятие. Перспективность области в целом подтверждается наличием в ее северо-западной части Жлобинского кимберлит-лампроитового поля, расположенного близ г. Жлобин в Белоруссии.

В пределах Воронежской области выделяются три кимберлитовых района, перспективных на обнаружение месторождений алмазов: Жлобинский (Северо-Припятский), Минский и Павловский. В пределах России располагается только Павловский район.

Павловский перспективный район расположен в восточной части Воронежской кимберлитовой области, в плане он представляет собой овал северо-западной ориентировки размером 400 × 200 км. Павловский район выделен на основании особенностей глубинного строения и анализа истории геологического развития восточной части Воронежской антеклизы.

В пределах Павловского района земная кора имеет среднюю и слабоповышенную плотность. Глубина до поверхности Мохо составляет порядка 45 км, что является выше средней для этой части платформы. Кристаллический фундамент имеет раннепротерозойский возраст. В платформенную стадию развития, начиная с рифея и вплоть до верхнего девона, район представлял собой часть Сарматского щита. В последующие этапы (ранний карбон–ранний триас, поздний триас–мел) площадь также представляла собой относительно устойчивый участок земной коры. Мощность отложений здесь минимальная по сравнению с прилегающими территориями и в общей сложности не превысила первых сот метров. Район пересекает две субпараллельные зоны неконтрастных разломов (Волгоградско-Белгородская и Воронежско-Курско-Шосткинская), имеющих простирание 285° и совпадающих по простиранию с направлением разломов, ограничивающих среднепалеозойский Днепровско-Донецкий авлакоген.

В среднем палеозое эта часть Воронежской антеклизы испытала сложную историю геологического развития. Прогнозируемые кимберлиты и вмещающие их породы, по-видимому, неоднократно выводились на дневную поверхность, размывались, поставляли материал в области осадконакопления, формируя там промежуточные коллекторы. Это обстоятельство существенно затрудняет поиски кимберлитов в Павловском районе.

Полученные к настоящему времени данные подтверждают высокую перспективность этого района на обнаружение алмазонасных кимберлитов. Минералы-спутники алмаза установлены в ястребовском, петинском горизонтах и мамонской толще позднедевонского возраста, а также в меловых, палеогеновых и четвертичных терригенных образованиях. В современных аллювиальных отложениях обнаружены два кристалла алмазов кимберлитового генезиса (0,3 и 1,3 мм). Минералы-спутники представлены пиропами, пикроильменитами, хромдиопсидами, хромшпинелидами. Изучение химического состава этих минералов показывает, что подавляющее их большинство характерно для кимберлитов. Гранулометрический состав зерен колеблется от классов $-2+1$ мм (меловые отложения) до $-0,5+0,25$ мм и менее. Концентрации кимберлитовых минералов в пробах изменяются от очень высоких до фоновых. Находки минералов-спутников в разновозрастных толщах образуют контрастный ореол, что характерно для районов проявления кимберлитового магматизма.

Анализ выполненных палеогеографических реконструкций и особенностей распределения кимберлитовых минералов в терригенных толщах позволил локализовать площадь поисков и наметить направление дальнейших поисковых работ в Павловском перспективном районе.

Западно-Русская кимберлитовая субпровинция

Западно-Русская кимберлитовая субпровинция расположена в западной части Русской платформы. В тектоническом плане среднего палеозоя она охватывает Онежское и Псковское поднятия и разделяющий их Ладожский прогиб. Географически и административно субпровинция охватывает северо-западную часть России, восточные части Латвии и Эстонии и простирается от Рыбинского водохранилища и Онежского озера до западного побережья Псковского озера.

Основанием для выделения субпровинции является ее положение в среднепалеозойской структуре Русской платформы и особенности истории геологического развития. Этой территории присущ консервативный тип геологического развития. В рифее на месте среднепалеозойского Ладожского прогиба существовали одноименный авлакоген северо-западного простирания и примыкающие к нему с востока и запада соизмеримые по размерам поднятия. В венд-раннепалеозойский и среднепалеозойский этапы геологического развития, в целом совпадая с контурами авлакогена, здесь унаследованно развивался Ладожский прогиб и сопряженные с ним Онежское и Псковское поднятия. С учетом того обстоятельства, что на северо-востоке Сибирской платформы в сходных структурных и историко-геологических условиях имеются проявления кимберлитового магматизма, была выделена описываемая среднепалеозойская субпровинция. В пределах последней выделяются Онежская и Псковская кимберлитовые области, совпадающие в плане с одноименными поднятиями.

Онежская кимберлитовая область охватывает территорию от Онежского озера на севере до г. Тверь на юге, от Рыбинского водохранилища на востоке до г. Вышний Волочек на западе. В пределах кимберлитовой области располагаются южные части Мурманско-Смоленской и Варзугско-Череповецкой зон разломов. В северной части область пересекает региональная Калининградско-Архангельская зона разломов.

На севере Повенецкого залива Онежского озера скважиной вскрыты среднепалеозойские (?) эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава [Ахмедов, 1997, Якобсон и др., 1984]. Кроме структурных и геолого-исторических предпосылок, перспективность описываемой территории подтверждается также находками здесь минералов-спутников алмазов в отложениях среднего палеозоя и кайнозоя. Пиропы и хромдиопсиды установлены в отложениях верхнего девона. Содержание минералов-спутников не превышает 10 знаков на 20 л пробы, размеры до 1 мм. При опробовании четвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений пиропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды установлены как в пределах перспективной площади, так и на прилегающих территориях.

Юго-восточная значительная часть Онежской кимберлитовой области относится к закрытым территориям, где среднепалеозойский комплекс пород (турне и древнее), потенциально вмещающий кимберлиты, перекрыт образованиями позднепалеозойского структурного яруса (визе и моложе) мощностью более 200 м. Таким образом, для поисковых работ на коренные месторождения алмазов пригодна только северо-западная часть площади, примыкающая к Онежскому озеру. По условиям ведения поисков и отчасти по перспективности здесь может быть выделено несколько типов площадей: открытые и закрытые, где мощность отложений позднего палеозоя не превышает 200 м. В пределах открытых площадей есть участки выхода на дневную поверхность кристаллического фундамента платформы. Здесь среднепалеозойские кимберлиты скорее всего в значительной степени эродированы.

Псковская кимберлитовая область охватывает большую северную часть Псковской административной области, западную часть Новгородской области, восточные части Латвии и Эстонии, западную часть Ленинградской области, включая г. С.-Петербург. В тектоническом отношении, как указывалось выше, кимберлитовая область охватывает Псковское среднепалеозойское поднятие. Псковская кимберлитовая область относится к открытым территориям, где потенциально вмещающие кимберлиты палеозойские отложения перекрыты только четвертичными образованиями водно-ледникового и аллювиального комплексов.

В пределах Псковской кимберлитовой области минералы-спутники алмаза установлены в средне- и верхнедевонских отложениях в треугольнике Псков–Сланцы–Волхов, т. е. в центральной и восточной части кимберлитовой области. В западной ее части, в Эстонии и Латвии, опробование проводилось в недостаточных объемах. Однако даже в результате этих работ установлены находки минералов-спутников алмаза в девонских отложениях в среднем течении р. Гауи в Латвии.

В Псковской и Ленинградской областях в пределах кимберлитовой области в девоне минералы-спутники алмаза представлены пиропами, пикроильменитами и хромдиопсидами. Известны находки минералов-спутников (тот же набор) в аллювиальных и водно-ледниковых отложениях этого района. На р. Мга, в ее среднем

течении геологами ГПП «Севзапгеология» в аллювиальных отложениях установлен один кристалл алмаза желтоватого цвета размером 0,3 мм. В девонских отложениях минералы-спутники встречаются от единичных знаков до 10, с отдельными вспышками до 50 знаков (в пересчете на 20-литровую стандартную пробу). Размеры зерен колеблются от $-2+1$ до $-0,25$ мм. Преобладающим гранулометрическим классом является класс $-0,5+0,25$ мм, что обусловлено гранулометрией вмещающих девонских песков и песчаников. Наиболее распространен пироп, составляющий 78 % от общего количества зерен, далее следуют пикроильменит (16 %) и хромдиопсид (6 %).

Пиропы несут на себе следы гипергенного растворения в коре выветривания. Преобладают зерна с изношенной первичной поверхностью (III класс), но отмечены единичные менее изношенные зерна (II класс). Анализ химического состава пиропов свидетельствует, что основная масса фигуративных точек пиропов на диаграмме $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ попадает в поле лерцолитовой парагенетической ассоциации и содержит Cr_2O_3 2,76–10,41, CaO 4,38–6,91 %. Ряд точек попадает в поле дунит-гарцбургитовой ассоциации (Cr_2O_3 5,59–11,72, CaO 2,61–3,53 %). Это обстоятельство позволяет предполагать, что коренные источники алмазоносны.

Пикроильменит встречен только на одном участке. Размеры зерен колеблются от $-2+1$ до $-0,5+0,25$ мм. Зерна пикроильменита также несут на себе следы пребывания в коре выветривания. Под следами растворения на нескольких зернах видны следы механического износа первичной поверхности III–IV класса. Изучение химического состава пикроильменитов показало, что на диаграмме фигуративные точки попадают в поле пикроильменитов кимберлитовой ассоциации и образуют соответствующий тренд.

Хромдиопсид, встречающийся в незначительном количестве, имеет размер зерен класса $-0,5+0,25$ мм. По химическому составу минерал соответствует хромдиопсиду из кимберлитов, о чем свидетельствует в первую очередь пониженное содержание Al_2O_3 (0–2,83 %) при повышенном Na_2O (1,41–2,90 %).

В целом в пределах Псковской кимберлитовой области на общем фоне проб с содержанием 1–3 зерен минералов-спутников выделяются отдельные точки с вспышками до 15–20 знаков. В отдельных случаях отмечаются пробы, где наибольшие содержания достигают 70 знаков. При этом присутствует полный набор минералов-спутников – пиропы, пикроильмениты и хромдиопсиды.

Приведенные материалы свидетельствуют о высокой перспективности Псковской кимберлитовой области на обнаружение алмазоносных кимберлитов.

Кроме среднего палеозоя на Русской платформе существует еще ряд временных уровней, с которыми могут быть связаны проявления коренной алмазоносности.

Проблема рифейских и мезозойских кимберлитов

Наличие рифейских кимберлитов (лампроитов) на Русской платформе прогнозируется исходя из благоприятной структурной ситуации этого времени. Для рифея характерно формирование авлакогенов, сопровождаемое проявлениями базитового магматизма. То есть имело место формирование именно того класса тектонических структур, с которыми связано внедрение кимберлитов в среднем палеозое.

К площадям, перспективным на обнаружение рифейских кимберлитов, отнесены бортовые части сложных и простых авлакогенов и прилегающие к ним поднятия. Следует отметить, что значительная часть этих площадей перекрыта более молодыми осадочными образованиями мощностью более 200 м, вести здесь поиски экономически нецелесообразно. К территориям, где цоколь, потенциально вмещающий кимберлиты, выведен на современную поверхность либо перекрыт осадками менее 200 м, относятся Кольский п-ов, значительная часть Карелии и Украины (Украинский щит) и очень небольшая площадь в долине р. Дон в пределах Воронежской антеклизы. На северо-западе платформы в пределах одной из указанных территорий, выделяющихся на основании региональных структурно-тектонических критериев прогноза, известны дайки слабоалмазоносных лампроитов. Имеются также отдельные находки минералов-спутников в промежуточных коллекторах этого возраста как на северо-западе платформы, так и на Украине.

Среднерифейские лампроиты (1045–1238 млн лет) установлены в Карелии и на Кольском п-ове. Здесь выделены оливиновые, оливин-флогопитовые, оливин-лейцитовые и калишпатовые разновидности этих пород. Общими характерными чертами лампроитов являются массивные мелкозернистые текстуры, порфировые структуры, микролитовая структура основной массы.

В Северо-Западной Карелии, в районе г. Костомукша лампроиты образуют 50 даек и две трубки и группируются в три куста тел: *Костомукшский*, *Таловейский* и *Корпангский*. Все тела лампроитов залегают среди кристаллосланцев и железистых кварцитов лопийского зеленокаменного пояса. Наиболее крупный Костомукшский куст состоит из 34 даек и одной трубки. Трубка небольшая, залегает в пределах главного рудного тела Костомукшского железорудного месторождения и вскрыта в карьере на горизонте +145 м, сложена взрывчатой брекчией рихтеритсодержащего оливин-лейцитового лампроита. На горизонте +130 м она переходит в дайку северо-восточного простирания мощностью 1,5 м. Дайки лампроитов образуют рой, вытянутый в субмеридиональном направлении на 5,5 км при ширине 2,8 км. Падение даек крутое (75–80°). Мощность даек варьирует от 0,2 до 12, преобладает 1–1,5 м. Отдельные дайки прослежены на 400–600 м.

Таловейский лампроитовый куст представляет собой рой из 11 даек и одной трубки (?), вытянутых в субмеридиональном направлении на 4 км при ширине 0,5 км. Дайки в его пределах располагаются неравномерно. Корпангский куст включает в себя 5 маломощных даек оливиновых лампроитов. Большинство даек Костомукши однофазны и сложены одним из видов лампроитов, часть из них дифференцирована от лейцитовых до оливиновых лампроитов. Единичные тела двухфазные. Ранние фазы, как правило, сложены массивными лампроитами, а поздние брекчиевыми. Последние переполнены обломками вмещающих пород и лампроитов первой фазы.

Для всех разновидностей лампроитов характерно высокое содержание MgO, повышенная щелочность при резком преобладании K над Na, дефицит кремнезема, пониженная железистость, низкая кальциеносность и высокое содержание TiO₂.

Лампроиты всех кустов алмазоносны. В Костомукшском кусте из пробы 10 т извлечено 29 кристаллов размером от 0,3 до 0,5 мм. В Корпангском кусте кристаллы

достигают размера 1,0–1,3 мм. Габитус тетраэдрический, октаэдрический, реже плоскогранный. Характерны сростки из двух, реже семи кристаллов, водяно-прозрачных, бесцветных, редко желтовато-бурых. По имеющимся данным, содержание алмазов в лампроитах незначительно.

На Кольском п-ове лампроиты установлены в Порьей губе Кандалакшского залива. Куст лампроитов состоит из 26 маломощных даек, приуроченных к северо-восточному борту Кандалакшского грабена. Мелкообъемного и крупнообъемного опробования даек на алмазы не проводилось.

В Карело-Кольском регионе алмазы установлены не только в коренных породах – лампроитах. Известны находки кристаллов алмазов в базальных слоях вендских отложений Ветреного Пояса, что может свидетельствовать о более широком масштабе проявления кимберлит-лампроитового магматизма в этом регионе в позднепротерозойское время.

В размещении лампроитовых тел Карело-Кольского региона отмечаются общие геолого-структурные закономерности: приуроченность к областям сочленения архейского фундамента с зеленокаменными поясами, рифтогенными структурами, а также локализация в зонах рифейских разломов.

Вместе с тем, перспективы обнаружения в этом регионе рифейских промышленно алмазоносных коренных месторождений невысоки, поскольку кимберлит-лампроитовые тела должны быть значительно денудированы. Суммарный послерифейский срез оценивается в 600–1000 м. Об этом же свидетельствует обнаружение в регионе преимущественно маломощных даек лампроитов; трубочные тела единичны и скорее всего представляют собой раздувы даек. Надеяться же на значительное содержание алмазов в рифейских дайках и их высокое качество (как, например, в Сьерра-Леоне), по-видимому, не приходится.

Геологами ГПП «Архангельскгеология» и «Невскгеология» прогнозируются проявления позднепалеозойского–раннемезозойского кимберлитового магматизма в бассейне верхнего течения р. Северная Двина. Основанием для этого послужили находки минералов-спутников алмазов и отдельных кристаллов алмазов в раннемезозойских терригенных отложениях и рыхлых четвертичных образованиях в поле развития верхней перми и нижнего триаса. Приводятся такие доводы в пользу существования здесь крупных кольцевых структур диаметром 250 км, узлов пересечения «линеamentных зон» (трубка им. Гриба и др.), наличия под Русской платформой зоны субдукции общего северо-восточного простирания (С. А. Скорospelкин) и т. п. Но основным доводом является, несомненно, наличие продуктов дезинтеграции кимберлитов. К наиболее перспективным участкам относятся Двинско-Пинежская и Красноборская площади – район г. Котлас.

В пределах Двинско-Пинежского междуречья минералы-спутники алмаза установлены в современном аллювии, отложениях среднего триаса и средней юры. В аллювиальных отложениях обнаружено около 400 знаков пиропы, более 600 знаков хромдиопсида, хромшпинелиды. Пиропы по химическому составу отличаются от пиропов из кимберлитов Среднего Тимана и Зимнего берега, особенно по содержанию окиси титана, что свидетельствует о существовании еще не открытых коренных источников. В отложениях триаса выявлены хромшпинелиды, пиропы и несколь-

ко кристаллов алмаза. В юрских отложениях установлены пиропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды, при этом частота встречаемости выше, чем в отложениях триаса.

По нашему мнению, перспективы коренной алмазности этих площадей выглядят не столь оптимистично. Рассматриваемые площади расположены на северо-западном борту Мезенской синеклизы. Для подобного типа структур не характерен кимберлитовый магматизм. В то же время Мезенская синеклиза в позднем палеозое – раннем мезозое являлась структурой, куда имел место снос материала с прилегающих поднятий, в том числе с запада и северо-запада, где расположены известные кимберлитовые тела Золотицкого поля и, по-видимому, другие еще не открытые кимберлитовые тела Зимнебережного района. Это обстоятельство и обусловило снос и накопление кимберлитового материала в краевую часть Мезенской синеклизы. По этим причинам бассейн верхнего течения р. Двина (юг Архангельской и север Вологодской обл.) представляется нам бесперспективным на обнаружение коренных месторождений алмазов позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

На территории европейской части РФ выделено шесть минерагенических провинций: 1 – Балтийского щита, 2 – Воронежского кристаллического массива, 3 – Русской плиты, 4 – Тимано-Печорской платформы, 5 – Скифской плиты, 6 – Складчатой области Большого Кавказа.

Принципы минерагенического районирования существенно отличаются для складчатых областей, раннедокембрийских щитов и кристаллических массивов, а также разновозрастных плит, поэтому они рассматриваются отдельно, от древних к молодым.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вопросы региональной металлогении **Балтийского щита** подробно рассмотрены во многих публикациях. Большой информативный материал по минерагении региона заключен в комплексах обзорных карт, опубликованных в последние 20 лет. К ним прежде всего относятся Металлогеническая карта Карело-Кольского региона под редакцией В. Е. Попова и Д. В. Рундквиста (1984); Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита под редакцией В. А. Глебовицкого (1991); Карта прогнозных ресурсов Северо-Запада РФ, составленная В. А. Коровкиным и Л. В. Турылевой (1994); Карта средне-низкотемпературных метасоматитов докембрия Карелии, авторы Б. Ю. Астафьев, О. А. Воинова (1999). В 2000–2001 гг. были составлены комплекты листов Р-(35)-37 Петрозаводск и Q-(35)-37 Кировск Госгеолкарты-1000 (новое поколение), монография «Недра Северо-Запада Российской Федерации» [2003].

При обобщении обширного и разнопланового материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, положению в разрезе, структурной обстановке, условиям метаморфизма и метасоматоза.

Территории Балтийского щита соответствует одноименная минерагеническая провинция (прил. 1). В пределах Карело-Кольского региона она подразделяется на пять субпровинций: Мурманскую, Кольскую, Беломорскую, Карельскую и Свекто-феннскую. В субпровинциях выделяются металлогенические зоны, которые соответствуют территориям с комплексно проявленными региональными факторами рудоносности. К ним относятся наличие металлогенически специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), являющихся источником рудного вещества; широкое развитие проницаемых тектонических зон, служащих подводными каналами для расплавов и флюидов; наличие рудоносных метасоматитов; полихронность процессов рудообразования, которые часто проявляются в одних и тех же рудоносных структурах. По своему масштабу выделенные металлогенические зоны в общих чертах соответствуют региональным структурам, определяющим геологическое строение региона – архейским зеленокаменным поясам, раннепротерозойским осадочно-вулканогенным прогибам, зонам сочленения Мурманского, Карельского блоков и др. В металлогенических зонах обособляются рудные и потенциально рудные узлы – участки зон с разведанными месторождениями или проявлениями. Рудные узлы устанавливаются: 1 – в интрузивных комплексах гипербазит-базитового и кислого состава, 2 – в архейских зеленокаменных структурах, 3 – в протерозойских прогибах, 4 – в участках сочленения протерозойских прогибов и архейских зеленокаменных структур, 5 – в зонах сочленения стабильных блоков и мобильных поясов.

По возрасту металлогенические зоны подразделены на позднеархейские, архейско-раннепротерозойские и раннепротерозойские. Обособленное положение занимают рудные узлы палеозойского возраста. При региональном анализе отчетливо обособляются практически безрудные площади. К ним прежде всего относится тоналит-трондьемитовый фундамент Карельской гранит-зеленокаменной области, Кольская часть Беломорской минерагенической субпровинции, Мурманская субпровинция и др. В самих региональных металлогенических зонах рудные объекты распределены далеко неравномерно (прил. 1).

Металлогенические зоны и рудные узлы позднеархейского возраста. Вблизи границы с Финляндией располагается золото-серноколчеданно-молибденовая зона МЗ Ялонвара-Иломанси-Тулос (I)*, соответствующая одноименному зеленокаменному поясу. Металлогеническая специализация разнообразна – Au, Mo, Cu, S. На территории России эта зона прослеживается на 40 км, ее большая часть находится на территории Финляндии, где и расположено золоторудное месторождение Иломанси. Северное продолжение зоны находится в районе о. Лексозеро. Все рудопроявления приурочены к лопийским структурам. С гранитными интрузивами связано вольфрам-молибденовое оруденение, с вулканогенно-осадочными породами – серноколчеданные руды, с низкотемпературными метасоматитами зеленокаменных поясов – золоторудная минерализация и регенерация ранее образованных руд. Перспективы зоны определяются возможным обнаружением рудных объектов на северном продолжении зеленокаменной структуры Иломанси (Юго-Восточная Финляндия).

* Римские цифры в круглых скобках соответствуют номерам металлогенических зон в прил. 1.

Хаутаварско-Сегозерская серноколчеданно-золоторудная МЗ (II) соответствует западной ветви Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В состав зоны входят Хаутаваарская зеленокаменная структура и Совдозерский зеленокаменный трог, частично перекрытый Янгозерским протерозойским прогибом. В южной части зона срезается Салминским плутоном гранитов рапакиви. В зоне наблюдаются многочисленные крупные и средние месторождения серноколчеданных руд с сопутствующей золоторудной минерализацией. Перспективы Хаутаваарско-Сегозерской МЗ связываются с широко проявленными позднеархейскими метасоматическими процессами по металлогенически специализированным вулканитам и сланцевым комплексам, в связи с которыми возможно обнаружение месторождений золота и полиметаллов.

Гимольско-Костомукшская золото-железородная МЗ (III) располагается в западной части территории, имеет ярко выраженную железорудную специализацию. В этой зоне наблюдается совмещение трех главных факторов рудоносности (осадочно-вулканогенного, магматогенного, метасоматического). Основные рудные объекты сосредоточены в Костомукшском рудном узле, где находятся все промышленные месторождения железистых кварцитов. Из сопутствующих элементов следует указать Au, U, Mo. Источником золота могут выступать коматииты, хемогенные породы, углеродистые сланцы. Источником молибдена и одним из источников урана считаются коллизионные гранитоиды комплекса Таловейс [Кожевников, 2000]. Формирование рудных объектов обусловлено полифациальными метаморфо-метасоматическими процессами.

Кольская железорудная МО (IV) прослеживается от района южного обрамления Печенгской структуры, далее вдоль восточного контакта габброидов Главного хребта до контакта Хибинского плутона. В юго-восточной части зоны находится Оленегорский рудный узел с 13 месторождениями железистых кварцитов. Среди них наиболее крупные Оленегорское и Кировогорское. Месторождения железистых кварцитов приурочены к линейным шовным структурам, узким прогибам в обрамлении гранито-гнейсовых куполов.

Титовско-Поросозерская золото-молибден-редкометалльная МЗ (V) приурочена к Колмозерско-Вороньинскому амфиболит-гнейсовому поясу и его обрамлению. На территории зоны выделяется Колмозеро-Вороньинский потенциальный рудный узел с комплексными редкометалльными Колмозерским и Васин-Мыльковским месторождениями (литий, ниобий, тантал, бериллий), связанными с позднеархейскими редкометалльными пегматитовыми жилами, Полмостундровским высококачественным месторождением литиевых руд в альбит-сподуменовых пегматитовых жилах.

Полихронные металлогенические зоны и рудные узлы архейско-раннепротерозойского возраста. К полихронным отнесены металлогенические зоны, приуроченные к архейским структурным элементам, испытавшим активизацию в раннем протерозое. Парандово-Выгозерская серноколчеданно-золоторудная зона (VI) имеет отчетливо гетерогенное строение и представлена изолированными небольшими зеленокаменными структурами, а также краевыми частями Лехтинского и Компаковского протерозойских прогибов. К ней приурочено крупное Парандовское

колчеданное месторождение и целый ряд рудопроявлений и пунктов минерализации золота, меди и полиметаллов. Золоторудная минерализация имеет син- и эпигенетическую природу. Большинство рудных объектов в пределах Парандово-Выгозерской МЗ связано с позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфо-метасоматическими комплексами. В состав зоны входит Лехтинский рудный узел. Металлогения этой площади определяется сочетанием колчеданной минерализации, молибдена и золота, а также Cu, Ag, Pb, Zn. Молибденное оруденение связано с интрузиями архейского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса. Локально проявленные раннепротерозойские процессы в обрамлении зеленокаменных структур этого района придают особую сложность геологическому строению и металлогении этой зоны. Здесь расположено молибденное месторождение Лобаш в апикальной части гранитоидов Лобашской интрузии и протерозойская урановая, золотая и полиметаллическая минерализация в метасоматитах по осадочно-вулканогенным породам карелия.

Восточно-Карельская (VII) серноколчеданно-золото-никеленосная зона совпадает с Сумозерско-Кенозерским зеленокаменным поясом. Зона имеет гетерогенное строение, в ее состав входят архейские зеленокаменные трог и узкие протерозойские прогибы. Интенсивно проявлен ультраосновной магматизм. В этом районе чрезвычайно затруднено расчленение процессов рудообразования по возрасту. Подавляющая часть рудных объектов приурочена к архейским вулканогенно-осадочным породам, однако многочисленные примеры метасоматического перераспределения руд указывают на их полихронное происхождение. Архейское заложение данной металлогенической зоны обуславливает ее конфигурацию – структура архейских супракрустальных комплексов была осложнена протерозойскими тектоническими и метасоматическими процессами. Кроме того, наиболее перспективна не вся площадь зеленокаменных структур, а только их краевые части, в пределах которых широко развиты лопийские хром-никеленосные интрузии и рудоносные метасоматиты. Большинство рудных объектов данной МЗ приурочено к Восточно-Карельскому рудному узлу. Его контрастная рудная специализация определяется сочетанием Ni, Au, Cu, Co и Cr, а также асбеста и талька. В формировании руд большую роль сыграли свекофенские метаморфо-метасоматические изменения. Основные перспективы зоны связываются с возможностью открытия промышленных месторождений золота в связи с листовенит-березитовым комплексом метасоматитов.

Выгозерско-Тикшеозерская золоторудная зона (VIII) расположена в зоне сочленения Карельского и Беломорского блоков. Она сложена лопийскими зонально метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, а также тектонитами по породам мигматит-диоритового комплекса. Кроме того, локально в районе оз. Кукас развиты карельские образования Кукасозерской структуры. Зона имеет северо-западное простирание на расстояние более 300 км вдоль восточного края Карельского кратона при ширине 10–30 км. В ней широко проявлены полихронные и полифациальные метасоматические комплексы. Зона имеет ярко выраженную монометалльную специализацию на золото.

Кейвский редкометалльно-гранат-кианитовый рудный узел охватывает территорию позднеархейской Кейвской структуры и ее обрамления. В его состав входят полезные ископаемые как архейского (редкометалльное оруденение в связи с комп-

лексом щелочных гранитов и пегматитов), так и раннепротерозойского возраста (кианитовые месторождения, сформировавшиеся во время раннепротерозойского тектоно-метаморфического цикла). Высокий металлогенический потенциал Западных Кейв определяется многочисленными проявлениями редкоземельной минерализации и месторождениями неметаллических полезных ископаемых. Центральные Кейвы включают уникальные месторождения кианита. Их площадь определяется границами распространения высокоглиноземистых сланцев кейвской серии.

Минерагенические зоны и рудные узлы раннепротерозойского возраста. Северо-Ладжская золоторудная МЗ (IX) является зоной сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского массива. Здесь расположены проявления золота р-на Янисъярви и полиметаллов Туломозерской структуры и ее обрамления, проявлены значительные процессы переотложения руд в Ялонваарской структуре. Все крупные рудные объекты (Ялонваарское рудное поле) расположены в узлах пересечения данной зоны с Ялонваара–Иломанси–Тулос и Хаутоварско–Сегозерской зонами. Кроме того, на продолжении этой зоны (смежная территория Восточной Финляндии) известны промышленные месторождения серебра и золота в аналогичной позиции – Осиконмяки, Пириля и др. Самостоятельное значение имеет Северо-Ладжский (Питкярантский) раннепротерозойский рудный узел. Здесь компактно локализованы многочисленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Главным рудным типом Питкярантского района являются месторождения в скарнах и апоскарновых грейзенах с комплексным железным, медным, полиметаллическим и оловянным оруденением. Металлогеническое своеобразие этого района подчеркивается наличием уранового месторождения типа несогласий Карку.

Центрально-Карельская уран-золоторудная зона (X) расположена в центральной части Карельского кратона и является ярким примером сочетания магматогенного (хромитовые руды Аганозерского массива, железо-титан-ванадиевые руды Пудожгорского комплекса), осадочного (шунгиты, кварциты, мраморы), магматогенно-метасоматического (Ni-Mg в кемиститах Бураковского массива) и метаморфогенно-метасоматического (благороднометалльно-уран-ванадиевая минерализация в космозеритах, полиметаллические и Au–Ag–Cu руды в пропилит-березитах и т.д.) рудообразования. Раннепротерозойские рудообразующие процессы нередко накладываются на породы и руды позднеархейских зеленокаменных структур. В состав зоны входят Онежский и Бураковско-Аганозерский рудные узлы.

Онежский рудный узел имеет гетерогенное строение и многопрофильную металлогеническую специализацию. В западной части узла в зоне сочленения протерозойских прогибов и лопийских зеленокаменных трогов (Эльмусская и Повенецкая структуры) проявлена золоторудная и урановая минерализация, а также локализованы проявления асбеста и талька. В центральной части Онежского рудного узла в зонах складчато-разрывных дислокаций по породам черносланцевых толщ людиковия локализованы уникальные месторождения V, U, Pt, Au (в том числе Падминское рудное поле). В восточной части Онежского рудного узла расположен Пудожгорской силл с одноименным месторождением Ti, Fe, V и сопутствующих ЭПГ. С рифтогенной структурой связан Бураковско-Аганозерский рудный узел (Cr, Pt, Ni, Mg).

Куола-Выгозерская уран-благороднометаллическая зона (XI) прослеживается от северной части Куола-Панаярвинского прогиба на северо-западе до южной границы Лехтинского прогиба на юго-востоке. В ее состав входят Северо-Карельский уран-золоторудный узел с многочисленными урановыми, золото-урановыми и золоторудными проявлениями, а также месторождением золота Майское. Все они связаны с раннепротерозойскими метасоматическими комплексами и контролируются зонами разрывных нарушений. В краевой части осадочно-вулканогенного прогиба локализованы рудопрооявления урана, по направлению к его центру они сменяются золото-урановыми, и в центральной части расположены собственно золоторудные объекты. Зона включает расслоенные интрузии Олангского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (массивы Луккулайсвара, Кивакка, Ципринга), с которыми связаны рудопрооявления платины и палладия.

Беломорская пегматит-мусковитоносная зона (XII) находится в центральной части Беломорского блока I порядка. Енский и Чупино-Лоухский рудные районы выделяются по наибольшей концентрации промышленных месторождений мусковита и/или керамических пегматитов.

Печенга-Имандра-Варзугская благороднометалльно-хром-медно-никелевая зона (XIII) находится в границах одноименной осадочно-вулканогенной протерозойской структуры. В ее составе выделяется Печенгско-Аллареченский и Мончегорский рудные узлы. В первом из них известно 14 месторождений сульфидных медно-никелевых руд, которые приурочены к массивам позднекарельских рудоносных габброверлитов, залегающих среди черносланцевых пород людиковия. Руды контролируются тектоническими зонами субширотного простиранья, их формирование приурочено ко времени закрытия раннепротерозойского палеорифта. В эту МЗ входит Мончегорский рудный узел, в пределах которого находится Сопчеозерское месторождение и ряд рудопрооявлений хрома, рудопрооявления платины и платиноидов и все промышленные медно-никелевые месторождения. Они генетически связаны с Мончегорским плутоном ультраосновных и основных пород. Самостоятельное значение имеют массивы вебстерит-габброноритового комплекса, локализованные в тыловой части пластины Лапландского аллохтона с Ловноозерским Cu-Ni месторождением.

Центральная и восточная части зоны, соответствующие Имандра-Варзугской осадочно-вулканогенной раннепротерозойской структуре, характеризуются хром-медь-благороднометаллической специализацией. Центральная часть МЗ отличается гетерогенным и сложным строением. В ее площадь входят разнообразные осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя, включая черносланцевые толщи, Имандровский лополит, относящийся к монче-имандровскому перидотит-пироксенит-габброноритовому комплексу, массивы комплекса щелочных сиенитов Соустова. Важное значение в локализации руд имеют зоны разнообразных низкотемпературных метасоматитов, как метаморфогенных, так и связанных с щелочным магматизмом. На северном фланге МЗ расположены перспективные на платиноидное оруденение массивы Панских и Федоровых Тундр. Максимальные концентрации платиноидов обнаруживаются в зонах пропилитизации по гипербазитам массива Панских Тундр. Оруденение восточной части Имандра-Варзугской структуры связано

преимущественно с зонами метасоматоза, приуроченными к продольным и поперечным разрывным нарушениям по породам осадочно-вулканогенного разреза.

В пределах Воронежского кристаллического массива выделяется Курская железорудная область (КМА) раннепротерозойского возраста (I), разделяющаяся на пять рудных районов – Оскольский, Белгородский, Курский, Орловский и Михайловский. В ней размещаются все крупные месторождения железных руд с разведанными запасами 12 млрд т и перспективные рудопроявления золота. К юго-востоку от КМА располагается Бобровский рудный узел с раннепротерозойскими месторождениями сульфидных никелевых платиноносных руд в интрузиях мамонского и еланского интрузивных комплексов.

Рудные узлы областей палеозойской тектоно-магматической активизации. Проявления процессов палеозойской активизации особенно контрастно выражены в пределах центральной части Кольского п-ова. На схеме металлогенического районирования показаны крупнейшие регионально проявленные зоны палеозойской тектоно-магматической активизации, которые контролируют размещение рудоносных интрузивных комплексов. В целом все интрузивные комплексы палеозоя в пределах Карело-Кольского региона объединяются в крупную кольцевую мегаструктуру с Хибинским массивом в центре (прил. 1). Эта структура осложнена системой радиальных разломов и рассматривается как проявление горячей точки [Гаскельберг и др., 1993]. Консолидированная земная кора в пределах этого кольца сохраняет все черты раннего докембрия. По-видимому, исходный палеозойский магматический очаг располагается глубоко в мантии и не фиксируется современными сейсмическими профилями.

От центра горячей точки к ее периферии наблюдается закономерное изменение формационных комплексов магматитов: фонидолит-агпайтовые нефелиновые сиениты (Хибины, Ловозеро) – ультрамафит-фонидолит-карбонатиты (Ковдор, Вуориярви, Озерная вороча, Курга, Умба) – мелилитит-кимберлиты (трубки Терского берега). В состав Хибино-Ловозерского редкоземельно-редкометалльно-титан-нефелин-апатитового рудного узла входят Хибинский редкометалльно-нефелин-апатитоносный и Ловозерский титан-редкоземельный массивы нефелиновых сиенитов. Палеозойский возраст имеет также Ковдорский щелочно-ультраосновной массив с месторождениями вермикулита, флогопита, апатита и железа.

Архангельская алмазоносная область включает в себя Зимнебережный алмазоносный район, обособляющийся по структурным особенностям и концентрации проявлений и месторождений алмазов. В его состав входят Золотицкое, Мегорское, Чидвинское, Пачугское и Верхотинское кимберлитовые поля. Особенности строения Архангельской алмазоносной области в том, что в ее состав входят опущенные и приподнятые блоки архейского фундамента. В опущенных блоках сохраняются рифейские и вендские образования. Алмазоносные кимберлитовые трубки располагаются в узлах пересечения разломов субмеридионального и северо-восточного простираний. Золотицкое кимберлитовое поле, объединяющее 10 кимберлитовых трубок (в том числе крупное месторождение им. Ломоносова), расположено в пределах выступа кристаллического фундамента и характеризуется цепочно-линейным рас-

положением диатрем, что определяется приуроченностью их к зоне глубинного разлома субмеридионального направления.

В целом Архангельская алмазоносная область образует крупный овал диаметром около 300 км (прил. 2), в центре которого располагаются кимберлиты, далее – силлы кимберлитов, а на периферии слабоалмазоносные трубки взрыва оливиновых и пироксен-оливиновых мелилититов.

Русская плита. Металлогеническая провинция Русской плиты охватывает северные и центральные районы европейской части РФ. Особенностью этой провинции является наличие раннедокембрийского фундамента, на котором залегают породы верхневендско-фанерозойского осадочного чехла.

Минерагеническому районированию провинции посвящены многие работы, среди которых необходимо упомянуть том «Русская платформа» (Геологич. строение..., 1985) с серией схем минерагенического районирования по трем этапам формирования осадочного чехла, Карту рудоносных формаций и рудных зон чехла Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2 500 000 (ред. Ю. Г. Старицкий) [2000] и работу «Полезные ископаемые Европейской России» [Старицкий, 2003]. Главное внимание в настоящей работе уделено важнейшим видам полезных ископаемых, имеющих экономическое значение. В пределах мегапровинции выделяется 12 минерагенических областей (прил. 2).

Минерагеническая область КМА (1) архейско-раннепротерозойского возраста была рассмотрена выше. В девоне и раннем карбоне в результате латеритного выветривания в чехле над магнетитовыми кварцитами образовались богатые железные руды с содержанием железа 60–64 (до 70) %. Их добыча ведется на Лебединском и Приоскольском месторождениях. На южном и юго-западном флангах Воронежского кристаллического массива с богатыми железными рудами сочетаются месторождения элювиальных и осадочных бокситов. В настоящее время они не разрабатываются, так как находятся на значительной глубине (400–700 м).

Балтийско-Ладожская урановорудная область (2) вендского возраста прослеживается более чем на 200 км от южного побережья Ладожского озера в западном направлении. Урановое оруденение приурочено к сероцветным глинисто-песчаным породам венда. Наряду с приуроченностью рудных тел к базальным песчаникам, отмечается их тяготение к зонам разрывных нарушений.

Ладожская фосфоритоносная область (3) раннеордовикского возраста объединяет многочисленные месторождения фосфоритов, относящихся к терригенной ракушняковой формации. В пределах фосфатоносных пластов и пачки диктионемовых сланцев пакерортского горизонта локализуются также ураноносные залежи.

Бокситогорско-Тихвинская бокситоносная область (5) имеет площадное распространение, прослеживается на сотни километров. Бокситовые месторождения связаны с континентальными отложениями озерно-болотных фаций нижнего карбона и приурочены к периферическим частям платформенных синеклиз и к впадинам между палеоподнятиями фундамента.

Прикаспийская сероносная область (6) C_3 – P_1 возраста является частью одноименной газоносной провинции. Серные залежи связаны со скоплениями нефтега-

зовых углеводородов, залегают на больших глубинах, в зонах преимущественного газоаккумуляции. Все месторождения располагаются в краевых частях нефтегазоносной провинции, над нефтегазовыми залежами. Газовая сера в настоящее время добывается в единственном уникальном по размерам Астраханском газовом месторождении, в котором содержание сероводорода составляет более 24 % общего количества газов.

Приволжская соленосная область (7) позднепермского возраста приурочена к тупиковым бассейнам эвапоритовой седиментации. В Прикаспийской впадине сконцентрированы колоссальные количества галита – триллионы тонн, значительные запасы калийных солей – 45 млрд т, в комплексных месторождениях имеются также значительные запасы магниевых солей.

Калининградская соленосная область (8) верхнепермского возраста располагается в краевой части Польско-Литовской синеклизы с характерной ассоциацией гипса, ангидрита и галита. Месторождения солей формировались в условиях замкнутого изолированного бассейна.

Оренбургская меденосная область (9) объединяет ряд проявлений формации медистых песчаников. В Приуралье они приурочены к верхнепермским континентальным отложениям уфимского, казанского и татарского ярусов. Вмещающими являются известково-глинистые (медистые «сланцы») и красноцветные песчаные породы.

Верхнекамская урановорудная область (10) выделяется в пределах широкого развития пермских и триасовых отложений восточной части Русской плиты. Известные здесь мелкие месторождения урана локализуются в пестроцветных терригенных, нередко медоносных, породах аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских образований.

Владимирско-Рязанская фосфоритоносная область (11) расположена в центральной части Московской синеклизы и объединяет многочисленные месторождения фосфоритов желвакового типа. Они широко распространены в отложениях терригенного состава с возрастом от конца средней юры до позднего мела.

Припятская фосфоритоносная зона (12) также связана с желваковым типом фосфоритовых месторождений мелового возраста.

Пензенско-Тамбовская фосфоритоносная зона (13) расположена в басс. рек Хопер и Ворона. Здесь в парагенезисе песчаников, глин, бурых железняков залегают месторождения фосфоритов мелового возраста.

Титан-циркониевые россыпи позднемелового возраста, входящие в состав этой зоны, приурочены к площадям развития хорошо сортированных песчаных осадков с концентрацией минералов тяжелой фракции вдоль древних береговых линий. Образование россыпей происходило в эпохи формирования кор химического выветривания и их последующего размыва.

Калининградская янтарная область (14). На побережье Балтийского моря в палеогеновых отложениях залегают россыпи янтаря, образующие уникальное Калининградское месторождение и ряд более мелких месторождений и проявлений.

Тимано-Печорская платформа. В этой провинции выделяется Среднетиманская минерагеническая зона, располагающаяся на восточном склоне Среднего и Южного Тимана. Она специализирована на титан и алюминий. Рассыпные титановые месторождения приурочены к пашскому горизонту верхнего девона. Крупнейшее в России Ярегское месторождение титана, кроме того, имеет повышенные содержания ниобия (Nb_2O_5 240 г/т), циркония (ZrO_2 200 г/т), церия, лантана. В твердых битумах лейкоксеновых песчаников отмечается золото (40–50 мг/т), ванадий, никель и кобальт.

Месторождения бокситов имеют элювиальное и осадочное происхождение. Элювиальные бокситы залегают на позднерифейских породах фундамента и перекрываются отложениями девона и карбона. Наиболее крупными являются месторождения Ворыквинской группы. Руды залегают на известняках и доломитах позднерифейского возраста на глубине 0,5–12 м. Форма преимущественно пластовая с раздувами в карстовых впадинах. Рудный минерал представлен в основном бемитом, почти всегда присутствует гематит. Содержание (%): Al_2O_3 34–70, SiO_2 1,5–21, Fe_2O_3 2–40, кремниевый модуль от 2,1 до 50. Кроме того, в Среднетиманской зоне некоторые месторождения элювиальных бокситов имеют фосфатную (до 28 % P_2O_5) или редкометалльную специализацию.

Осадочные бокситы раннекаменноугольного возраста развиты на Южном Тимане, залегают на глубине 10–130 м и хуже по качеству (кремниевый модуль 3–3,5).

На Тимане известны палеороссыпи золота, наиболее интересной из которых является Ичет-Ю. Она приурочена к базальной части пижемской свиты и залегает на небольшой глубине под четвертичными отложениями. Среднее содержание золота 1 г/т. Кроме золота в россыпи имеются алмазы, 75 % которых относятся к ювелирным, а также ильменорутит, колумбит и монацит.

Скифская плита. На Восточном фланге Донбасса в районе г. Шахты выявлены два проявления золота Керчикское и Чернореченское. Они располагаются в песчаных породах среднего карбона, прорванных дайками андезитов, трахиандезитов и лампрофиров. Среднее содержание золота для Керчикского проявления – 3,6 г/т. Планируемое в стратегической программе по золоту составление прогнозно-металлогенической карты на золото восточной части Донецкого рифта масштаба 1 : 200 000 позволит уточнить его прогнозные ресурсы, которые сейчас оцениваются в 30 т по категории P_1 и 100 т по категории P_2 .

Ставропольский титан-циркониевый россыпной район расположен в центральной части Скифской плиты. Здесь известны ряд проявлений и среднее по размерам Бешпагирское месторождение, приуроченное к песчаным отложениям неогена. В ближайшие годы планируется завершить на нем разведочные работы.

В северной части Ставропольского поднятия в отложениях майкопской серии (N_1) размещается Манычская урановорудная область, приуроченная к толще глин гидрослюдистого состава – «рыбной подсвите» позднеолигоценного возраста. В Ергенинском месторождении фосфаты кальция, из которых состоит костный детрит, содержат уран (в среднем 0,2 %), а также лантаноиды в виде иттриевого апатита

(сумма лантаноидов до 2 %). На сегодняшний день это месторождение практически не представляет.

Складчатая область Большого Кавказа. В пределах провинции выделяется Садонская (Приводораздельная) металлогеническая зона юрского возраста, в пределах которой сосредоточена вся сырьевая база свинца и цинка этой провинции. Из 11 месторождений 3 находятся в эксплуатации, 4 в консервации и 3 резервные.

Основу ресурсной базы меди составляют медноколчеданные месторождения, наиболее крупные – Худесское и Урупское – содержат около 90 % всех запасов меди этой провинции.

Тырныаузская вольфрам-молибденовая металлогеническая зона с одноименным месторождением в прошлом давала значительную часть добычи вольфрама и молибдена страны. Теперь богатые руды месторождения отработаны и добыча на месторождении не ведется.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

В истории геологического развития Европейской России выделяются позднеархейская (3200–2500 млн лет), раннепротерозойская (2500–1650 млн лет), позднепротерозойская (1650–600 млн лет) и фанерозойская (600–0 млн лет) металлогенические эпохи, определившие черты региональной металлогенической зональности. Общей фундаментальной чертой распределения рудных объектов является его ярко выраженный избирательный дискретный характер.

В *позднеархейскую* (лопийскую) металлогеническую эпоху в пределах Карельской и Кольской металлогенических субпровинций были сформированы месторождения и рудопроявления железа, серного колчедана, золота, молибдена, меди, никеля. Данные рудные объекты локализованы в архейских зеленокаменных поясах и их непосредственном обрамлении. Позднеархейская региональная металлогеническая зональность определяется наличием в пределах Карельской гранит-зеленокаменной и Кольской гранулит-зеленокаменной областей (субпровинций) разновозрастных и разнопорядковых зеленокаменных поясов. Для одних характерно серноколчеданное и медно-никелевое оруденение, для других железистые кварциты. Позднеархейская металлогеническая эпоха во многом предопределила дальнейшее металлогеническое развитие региона. В Беломорском блоке, сформировавшемся в позднем архее как многопокровная коллизионная структура, процессы рудообразования имели редуцированный характер.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В ранний этап (2,5–2,4 млрд лет) по периферии Беломорского блока закладывались сумийско-сариилийские приразломные прогибы, развитие которых сопровождалось внедрением расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава. С этими интрузиями связаны медно-никелевые, хромовые руды, а также благороднометалльная минерализация (включая элементы платиновой группы). В ятулийский этап происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. В свекофеннский этап (1,9–1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадко-

накопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые специализированные геологические комплексы лудиковия, калевия и вепсия (терригенные, карбонатно-вулканогенные, черносланцевые и др.). Полифациальный региональный метаморфизм свекофеннского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд. В этот период образуются серии метасоматитов, различающиеся своей металлогенией, которая зависит от термодинамических условий их образования и геохимической специализации вмещающих пород. В Беломорском блоке в зонах наложенного метаморфизма формируется крупная субпровинция мусковитовых и керамических пегматитов.

В раннем протерозое металлогеническая зональность связана с существованием Карельского кратона (массива) и обрамляющих его подвижных поясов (с юго-запада Свекофеннского, с северо-востока Беломорского). Внутри Карельского массива зональность определяется наличием интра-, перикратонных и рифтогенных протерозойских прогибов, а также характером их сочленения (конформным или дисконформным) с архейскими зеленокаменными трогами. Металлогеническая зональность Кольской субпровинции отражает ее мозаичное строение, возникшее в результате неоднократных тектоно-метаморфических импульсов.

К этой же эпохе относятся все промышленно-значимые месторождения ВКМ с уникальными месторождениями железа КМА, сульфидно-никелевыми месторождениями Бобровского узла, перспективными рудопроявлениями золота. Возраст рудных процессов ВКМ близок к 2,0–2,1 млрд лет. При генерализации фактического материала по докембрию ВЕП отчетливо проявляется обусловленность региональных металлогенических закономерностей сочетанием литологических, структурных и метасоматических факторов рудоносности, соответствие метаморфической и металлогенической зональности, линейное простираие металлогенических зон, локализация рудных узлов в местах пересечения разновозрастных флюидопроницаемых зон.

Метасоматические процессы играют значительную роль в формировании металлогенической зональности в докембрии региона. Повышенная флюидонасыщенность магматических и метаморфических процессов в выделенных металлогенических зонах предопределяет специфические условия их протекания. Собственно метасоматические процессы в этих тектонических структурах протекают гораздо более интенсивно (содержание метасоматитов увеличивается на 1–2 порядка) и формируют дифференцированную метасоматическую зональность (кислотные – основные и щелочные фации). Метасоматиты проявлены локально, но их совокупность трассирует региональные флюидопроницаемые тектонические зоны. По системам линейно вытянутых или кулисообразных разломов метасоматиты «пропитывают» вмещающие их породы. Это резко увеличивает перспективность на различное орудование не только метасоматитов, но и синхронных с ними магматических и метаморфических комплексов.

Значительна роль метасоматоза и в формировании полихронных металлогенических зон. Во многих случаях архейские структурные зоны «просвечивают» в

протерозойских синклинорных структурах, поскольку маркируются многочисленными проявлениями рудных метасоматитов. Далеко не случайно практически полное совпадение главных границ структурно-тектонических подразделений в докембрии региона и зон повышенной флюидопроницаемости.

Таким образом, основные черты докембрийской металлогении региона определяются контрастным сочетанием оруденения различного возраста и генезиса в составе выделенных металлогенических зон и узлов. Широко проявленные процессы перераспределения рудного вещества во флюидопроницаемых зонах, несмотря на глубокий уровень эрозионного среза, позволяют рассматривать этот процесс как один из главных металлогенических процессов раннего докембрия.

Позднепротерозойская металлогеническая эпоха наименее продуктивна на территории Европейской России. С ней связаны лишь мелкие скарновые месторождения флюорит-берилл-оловорудной формации Приладожья и урановое месторождение Карху.

Фанерозойская металлогеническая эпоха на территории Европейской России характеризуется преобладанием платформенных условий, когда образуются осадочные чехлы древних и молодых плит. Поэтому здесь превалируют осадочные месторождения, контролируемые фациальными, тектоническими, климатическими и биологическими факторами. Важнейшими видами полезных ископаемых являются горючие (нефть, газ, уголь, горючие сланцы), рассмотренные в соответствующих разделах, бокситы, фосфориты, каменная и калийно-магниевая соли, титан-циркониевые россыпи, сера, марганец.

Поздневендско-кембрийский и ордовик-раннедевонский этапы бедны полезными ископаемыми. К этим этапам относится на территории Европейской России лишь одна уран-фосфорная Ладожско-Балтийская зона, в которой располагаются и месторождения горючих сланцев нижнего ордовика Прибалтики.

Пик минерагенической активности на Русской платформе приходится на девон-раннекаменноугольный этап. С ним связаны месторождения области тектоно-магматической активизации Кольского п-ова (железо, алюминий, редкие земли, ниобий, тантал, апатит, флогопит, вермикулит), алмазы Зимнего берега, месторождения бокситов Тимана, Онежского, Тихвинского и Подмосковского районов, Воронежской антеклизы, титан-циркониевые россыпи Среднего и Южного Тимана, каменная соль Подмосковского района.

В позднегерцинский этап из значимых месторождений формируются лишь натриевые и калиевые соли Калининградской области, Предуралья и северного фланга Прикаспийской впадины. Киммерийский и альпийские этапы отличаются более разнообразной минерагенией. Это янтарь Прибалтики, фосфориты Вятско-Камского бассейна и Центральных районов, многочисленные титан-циркониевые россыпи, самородная сера Приволжского сероносного бассейна, соли Прикавказья, а также разнообразные месторождения Северного Кавказа.

Итак, наиболее важным минерагеническим этапом фанерозойской эпохи (в отношении негорючих твердых полезных ископаемых) является среднепалеозойский, когда формируются разнообразные осадочные и эндогенные месторождения, составляющие основную ценность минерально-сырьевой базы Европейской России.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассматриваемая территория включает Восточно-Европейскую и Черноморско-Каспийскую артезианские области; Балтийскую, частично Донецкую и Кавказскую гидрогеологические складчатые области (рис. 71).

В вертикальном разрезе гидрогеологических структур достаточно четко обособляются два этажа – верхний и нижний, – существенно различающиеся условиями питания и миграции подземных вод, а также разной направленностью в них основных гидрогеохимических процессов. Верхний этаж охватывает верхнюю часть разреза структур, в пределах которой подземные воды имеют тесную связь с поверхностью земли и получают инфильтрационное питание за счет атмосферных вод (осадков) или поверхностных вод различных водоемов (озер, морей, океанов). Подземные воды верхнего этажа в областях суши – это воды современного гипергенеза, участвующие в современном климатическом кругообороте природных вод. Нижняя граница верхнего этажа в областях суши располагается обычно на уровне региональных базисов эрозии, в приморских районах – на уровне поверхности океана. Распределение подземных вод разного состава и минерализации в верхнем этаже подчинено физико-географическим (прежде всего климатическим) и в меньшей степени геологическим факторам. Нижний этаж на суше располагается ниже поверхности региональных базисов эрозии и для него характерно прежде всего то, что в этот этаж не происходит поступления (питания) вод с дневной поверхности. Основные черты гидрогеохимической зональности подземных вод верхнего и нижнего этажей Запада России и Урала отражены на рис. 71 и 72.

Восточно-Европейская артезианская область, занимающая большую часть рассматриваемой территории, в структурно-гидрогеологическом отношении представляет собой в основном систему структур с пластовыми скоплениями подземных вод в осадочных комплексах от рифея до кайнозоя. В пределах Российской Федерации в эту область входят: 1) артезианские бассейны – Московский, Мезенский, Печорский, Пачелмский, частично Прикаспийский и Оршанский; 2) артезианские своды Воронежский, частично Белорусско-Латвийский; 3) Прибалтийский артезианский склон; 4) Волго-Уральская сложная система артезианских сводов и бассейнов; 5) Тиманский гидрогеологический район (рис. 72).

На большей части рассматриваемой территории в верхнем этаже (рис. 71) развиты преимущественно пресные подземные воды гидрокарбонатного состава с минерализацией до 0,5 г/кг в северных районах и до 1 г/кг в центральных. Соленые воды (до 3–10 г/кг, реже более) верхнего этажа этих районов преимущественно сульфатные, сульфатно-хлоридные и формируются на участках неглубокого залегания сульфатоносных галогенных формаций. В южной части области, где широко протекают процессы континентального засоления, подземные воды в верхнем этаже в основном соленые с минерализацией от 1–3 до 10–35 г/кг, реже рассольные до 70–140 г/кг, преимущественно хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные. Состав слабосоленых (до 3–10 г/кг) вод варьирует от хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатных до гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатных. Состав растворенных газов в водах верхнего этажа в областях суши кислородно-азотный и азотный с величиной He/Ar до 0,005–0,01.

Направленность потоков подземных вод верхнего этажа определяется строением речной сети территории. Бассейны подземного стока верхнего этажа обычно совпадают с бассейнами поверхностного стока. В северной половине области средне-многолетние модули подземного стока около 2–3 л/с (с 1 км²), в южной до 0,5–1. На динамику подземных вод верхнего этажа оказывают большое влияние крупные водозаборы (Подмосковье и др.). Созданные ими депрессионные воронки существенно изменяют направления естественных потоков подземных вод.

В нижнем этаже артезианских структур Восточно-Европейской области наиболее широко распространены гидрогеохимические пояса АБВ₂₇₀ и БВ₂₇₀ (рис. 71). Для этих поясов характерна большая мощность (до 1500–2500 м и более в авлакогенах) зоны В, зоны рассолов хлоридного состава с минерализацией преимущественно от 140 до 270 г/кг. Мощность зоны В, зоны соленых вод (1–35 г/кг) в этих поясах обычно не превышает 300–500 м, а зоны А, зоны пресных вод (до 1 г/кг) 50–100 м. Пресные воды в нижнем этаже известны в Московском, Мезенском, Печорском бассейнах. Отсутствуют они в Прикаспийском бассейне и на большей части Волго-Уральского бассейна. Наиболее широко распространены пресные воды в нижнем этаже Воронежского артезианского свода. Здесь выделяются гидрогеохимические пояса А, АБ₁₀, АБ₃₅, АБВ₇₀ и АБВ₁₄₀. При этом пояса с солеными водами и рассолами как бы облекают пояс пресных вод. Мощность последних на южном крыле Воронежского артезианского свода достигает 500–700 м.

Тиманский гидрогеологический район представлен системой массивов и адмассивов, приуроченных к метаморфическим породам рифея, артезианских и адартезианских бассейнов в пределах распространения формаций палеозоя. Зона пресных вод здесь имеет ограниченное развитие. Зона соленых вод распространена на склонах антиклиналей, в ней преобладают воды хлоридного состава. Зона рассолов представлена весьма слабыми и слабыми рассолами хлоридного состава с минерализацией до 140, с содержанием брома 0,1–0,5 г/кг.

В составе растворенных газов подземных вод нижнего этажа западных и центральных районов Восточно-Европейской области (Московском, Мезенском, восточной части Волго-Уральского бассейнов, Воронежском своде и других структурах) резко преобладает азот (биогенный). В восточных районах растворенные газы преимущественно метаново-азотные, азотно-метановые и метановые. При этом в Прикаспийском и Волго-Уральском бассейнах часто отмечается наличие сероводорода.

В пределы рассматриваемой территории входит восточная часть Черноморско-Каспийской области, включающая Азово-Кубанский и Восточно-Предкавказский артезианские бассейны. Засушливый климат, незначительный эрозионный врез, наличие бессточных участков обусловили широкое развитие здесь зоны континентального засоления и, как следствие этого, пеструю минерализацию вод верхнего этажа и развитие здесь поясов Γ_3 , Γ_{10} , Γ_{35} и Γ_{70} (рис. 72). Наиболее широко распространены пояса Γ_3 и Γ_{10} . Кроме того, в южной части бассейнов (предгорья Кавказа), наиболее приподнятой над остальной территорией, развиты преимущественно пресные воды (A_1). По составу пресные воды обычно гидрокарбонатные кальциевые кислородно-азотные. Мощность верхнего этажа в соответствии с эрозионной расчлененностью рельефа области меняется от нескольких метров в ее низменных частях до 200–500 м в краевых.

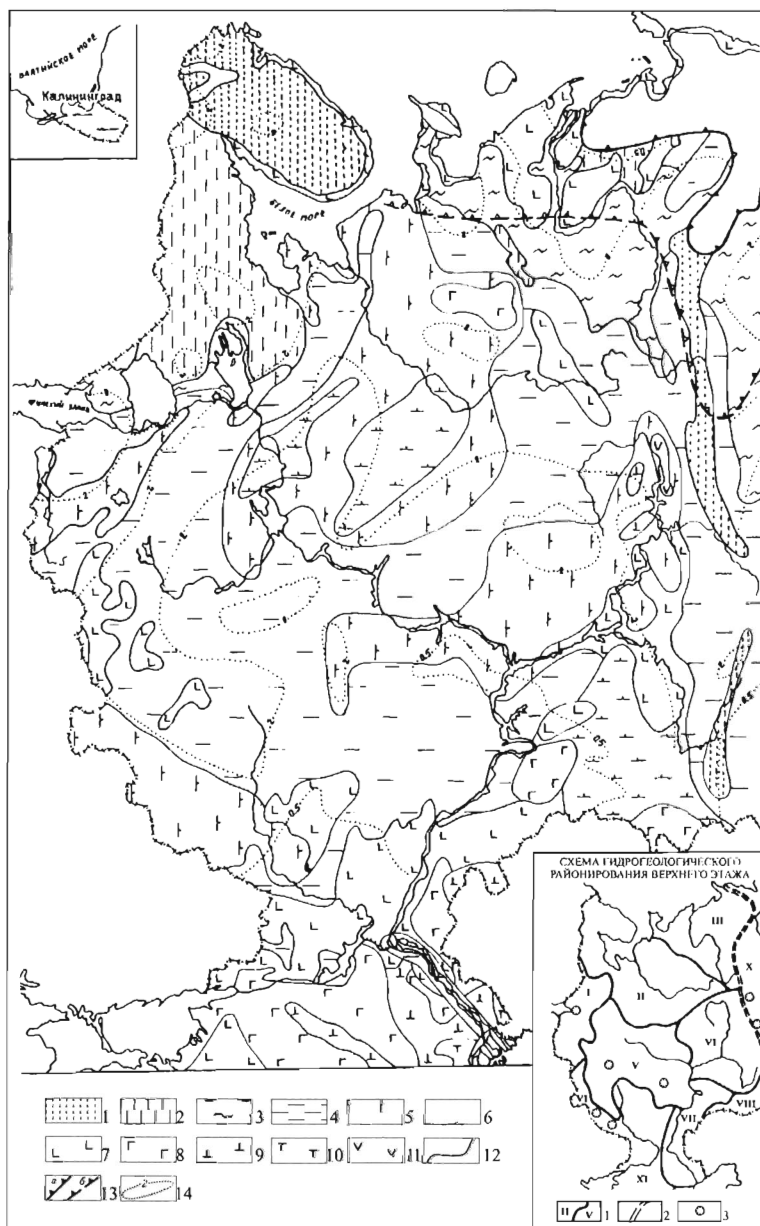


Рис. 71. Гидрогеохимическая карта Восточно-Европейской платформы, верхний этаж (сост. Е. А. Басков, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко)

1-11 – гидрогеохимические пояса: 1-6 – с закономерным изменением минерализации вод с глубиной (1 – $A_{0,1}$, 2 – $A_{0,3}$, 3 – $A_{0,5}$, 4 – A_1 , 5 – AB_3 , 6 – AB_{10}), 7-11 – с незакономерным изменением минерализации пестрых вод (7 – Γ_3 , 8 – Γ_{10} , 9 – Γ_{35} , 10 – Γ_{70} , 11 – Γ_{140}); 12, 13 – границы (12 – гидрогеохимических поясов, 13 – сплошного распространения многолетнемерзлых пород с водами деятельного слоя – а, прерывистого – б); 14 – изолинии модулей подземного стока (л/с с 1 км²).

А, Б, В, Г – символы гидрогеохимических зон подземных вод по значениям минерализации (в г/кг): А – до 1, Б – от 1 до 35, В – от 35 до 350, Г – от 1 до 140. Цифры рядом с буквенными индексами указывают на максимальную минерализацию вод в зонах и подзонах

Нижний этаж описываемой территории изучен отдельными скважинами до глубин 4–6 км. Его мощность составляет 5–7 км. Минерализация вод нижнего этажа обычно возрастает с глубиной. Для большей части территории характерно наличие пояса BV_{140} соленых вод и слабых рассолов с минерализацией до 140 г/кг. В западной части Азово-Кубанского бассейна развиты пояса BV_{70} и B_{35} . Пояс пресных и соленых, часто углекислых холодных и термальных вод (AB_{35}) установлен в районе Минераловодского поднятия. На Адыгейском выступе и на отдельных участках Восточно-Кубанского и Терско-Дагестанского (Терско-Сунженская зона) прогибов, где развиты соленосные отложения верхней юры, выделен пояс BV_{350} . Крепкие рассолы, генетически связанные с галогенными формациями, имеют хлоридный натриево-кальциево-магниевый или кальциево-натриевый состав с промышленными содержаниями йода, брома, бора и других промышленно-ценных химических элементов. Состав растворенных газов в бассейнах преимущественно метановый, азотно-метановый, в южных районах с примесью углекислоты.

В северо-западной части рассматриваемой территории располагается Балтийский гидрогеологический массив с трещинно-жильными скоплениями подземных вод в зоне выветривания кристаллических пород и пластовыми водами в чехле четвертичных отложений. В верхнем гидрогеохимическом этаже массива, расположенном выше уровня моря, до глубин 250–300 м, широко распространены ультрапресные ($A_{0,1}$) и пресные ($A_{0,3}$), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, местами магниевые (в связи с массивами гипербазитов) воды. Вдоль морских побережий распространены пестрые по минерализации воды (Γ_{10}), обогащенные хлоридами натрия. В пределах Балтийского щита нижний этаж характеризуется гидрогеохимическими поясами A_1 , AB_3 , AB_{10} , ABV_{140} и ABV_{270} . Наиболее широко до глубин 200–300 м (от базиса дренирования) развиты воды с минерализацией 0,3–0,5, реже 1 г/кг (A_1) в основном хлоридно-гидрокарбонатного натриевого или сульфатного кальциевого состава. В составе растворенных газов этих вод преобладает азот (воздушный), местами присутствуют углекислота, метан, редкие газы, иногда кислород. Пояс подземных вод с минерализацией до 3 г/кг ($AB_{до3}$) приурочен к Онежскому прогибу и Ладожскому синклинию. Пояс вод с более широким диапазоном колебаний общей минерализации и химического состава ($AB_{до10}$) прослеживается вблизи побережья Белого моря. Воды с минерализацией до 140 и 270 г/кг вскрыты на Кольском п-ове в Имандра-Варзутском и Печенгском синклиниях. По составу воды хлоридные натриевые, магниевые-натриевые с содержаниями брома до 280 и йода до 70 мг/кг. Состав растворенных газов здесь азотно-метановый, в заметных количествах находятся гелий и тяжелые углеводороды.

Исключительной сложностью и разнообразием гидрогеологических условий характеризуется Кавказская складчатая область. В пределы рассматриваемой территории

К схеме гидрогеологического районирования верхнего этажа. 1 – границы бассейнов подземного стока и их номера (I – Балтийско-Финский, II – Беломорский, III – Печорский, IV – Днепровский, V – Окско-Волжский, VI – Камский, VII – Нижневолжский, VIII – Уральский, IX – Кубанско-Донской, X – Западно-Сибирский); 2 – линия главного водораздела Уральского хребта; 3 – наиболее крупные депрессионные воронки

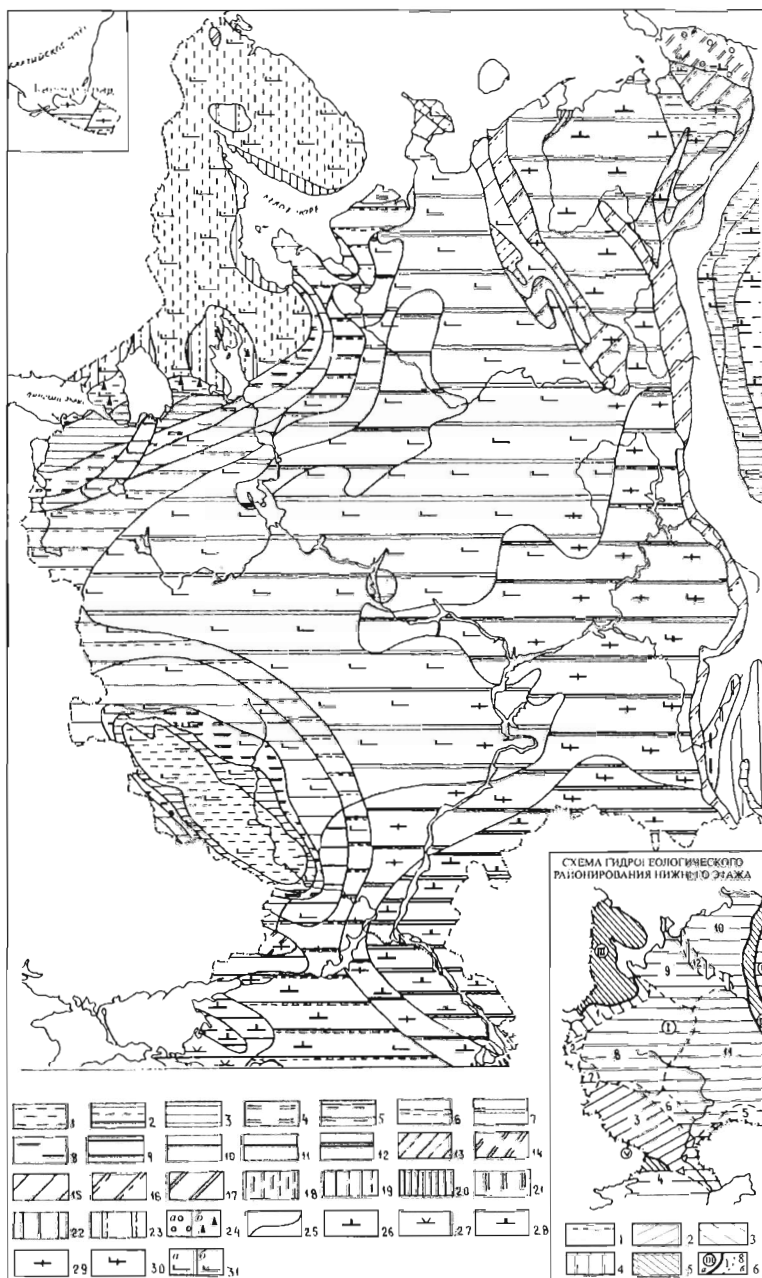


Рис. 72. Гидрогеохимическая карта Восточно-Европейской платформы, нижний этаж (сост. Е.А. Басков, С.Н.Суриков, М.А. Чуйко)

1–12 – гидрогеохимические пояса в основном с закономерным изменением минерализации вод с глубиной в артезианских и адартезианских бассейнах (1 – А, 2 – АБ₃, 3 – АБ₁₀, 4 – АБ₃₅, 5 – АБВ₇₀, 6 – АБВ₁₄₀, 7 – АБВ₂₇₀, 8 – Б, 9 – БВ₇₀, 10 – БВ₁₄₀, 11 – БВ₂₇₀, 12 – БВ₃₅₀); 13–23 – гидрогеохимические пояса, часто с незакономерным изменением минерализации вод с глубиной (13–17 – в адартезианских бассейнах и адмассивах: 13 – АБ₃, 14 – АБ₃₅, 15 – АБВ₇₀, 16 – АБВ₁₄₀, 17 – АБВ₂₇₀); 18–23 – в адмассивах и массивах (18 – А, 19 – АБ₃, 20 – АБ₁₀, 21 – АБ₃₅, 22 – АБВ₇₀); 23 – АБВ₁₄₀; 24 – территории, где нижний

входит в основном северный склон Большого Кавказа. В структурно-гидрогеологическом отношении это сложная система массивов, адмассивов и адартезианских бассейнов. Мощность верхнего этажа составляет здесь десятки – первые сотни метров. Воды этажа преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже натриево-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/кг. Особенность верхнего этажа в центральной части региона – проявление местами в составе газов углекислоты, поступающей из более глубоких частей разреза. Здесь формируются углекислые гидрокарбонатные воды с минерализацией до 2–3 г/кг. В разрезе гидрогеологических структур нижнего этажа выделяются зоны пресных и соленых вод, образующих пояса AB_{10} и AB_{35} . В западной части рассматриваемой территории в отложениях верхнего палеозоя средней юры и мела соленые воды обычно гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые и натриевые, часто с присутствием фтора (до 10 мг/кг). В восточной части склона в структурах, сложенных карбонатными породами мела, преимущественным развитием пользуются гидрокарбонатные, иногда сульфатно-гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриевые воды с минерализацией до 10 г/кг (AB_{10}). Для центральной части склона характерно широкое распространение углекислых вод разнообразного состава: гидрокарбонатных, сульфатно-гидрокарбонатных, хлоридно-гидрокарбонатных, хлоридных с минерализацией от 1–3 до 20–35 г/кг.

Донецкая складчатая область на рассматриваемой территории представлена адартезианскими бассейнами, сложенными преимущественно терригенными и карбонатными породами каменноугольного возраста с трещинно-пластовыми и трещинно-карстово-пластовыми водами. В верхнем этаже бассейнов распространена зона пресных вод мощностью до 100 м. По окраинам бассейнов, наряду с пресными, встречаются и слабосоленоватые воды с минерализацией до 3 г/кг ($\Gamma_{до3}$) сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. В нижнем этаже этой структуры установлены соленые воды и рассолы $B_{до35}$ и $B_{до70}$. Состав рассолов хлоридный натриевый. Во многих районах гидрохимический режим нарушен интенсивным шахтным водоотливом.

этаж изучен не до фундамента (а), в фундаменте вскрыты соленые и рассольные воды (б); 25 – граница гидрогеохимических поясов; 26–32 – преобладающий газовый состав вод (26 – метановый, 27 – метановый с примесью углекислоты, 28 – метановый с примесью сероводорода, 29 – азотно-метановый (реже метаново-азотный), 30 – азотно-метановый с примесью сероводорода, 31 – азотный; а – преимущественно биогенный, б – преимущественно воздушный)

К схеме гидрогеологического районирования нижнего этажа. 1–5 – гидрогеологические структуры: 1 – артезианский бассейн, 2 – артезианский свод, 3 – артезианский склон, 4 – гидрогеологический район, 5 – гидрогеологическая складчатая область; б – границы гидрогеологических структур первого порядка (а), второго порядка (б) и их номера.

Гидрогеологические структуры первого порядка (римские цифры в кружках): артезианские области (I – Восточно-Европейская, II – Западно-Сибирская, III – Черноморско-Каспийская); гидрогеологические складчатые области IV – Балтийская, V – Уральская, VI – Донецкая). Гидрогеологические структуры второго порядка (арабские цифры): 1 – Балтийский артезианский склон; 2–9 – артезианские своды (2 – Белорусско-Латвийский, 3 – Воронежский; 4–9 – артезианские бассейны: 4 – Прикаспийский, 5 – Пачелмский, 6 – Оршанский, 7 – Московский, 8 – Мезенский, 9 – Печорский); 10 – Волго-Уральская сложная артезианская система (артезианские своды и бассейны); 11 – Тиманский гидрогеологический район (система адбассейнов и адмассивов)

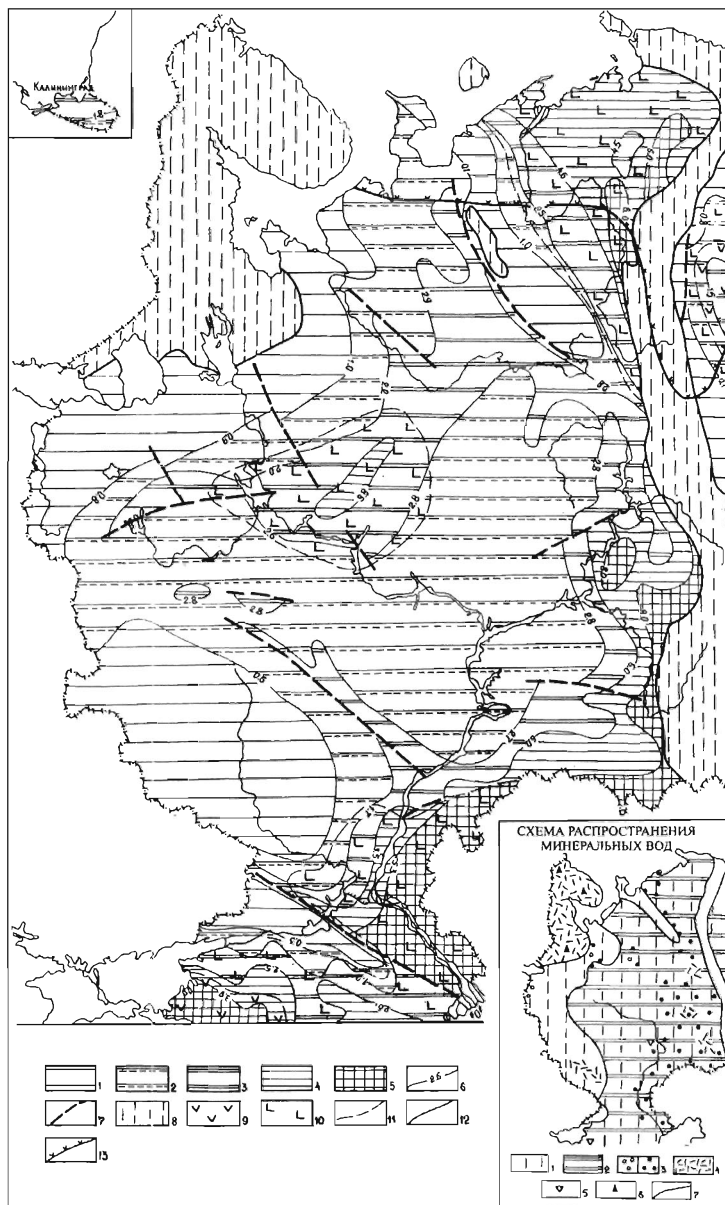


Рис. 73. Гидрогеотермическая карта Восточно-Европейской платформы (сост. Е. А. Басков, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко)

1–5 — районы с распространением пластовых подземных вод в нижних частях чехла бассейнов с температурами (°C): 1 — до 20, 2 — от 20 до 50, 3 — от 50 до 100, 4 — от 100 до 150, 5 — более 150; 6 — глубина залегания вод с указанными температурами (цифры на границах районов); 7 — разломы; 8 — районы с распространением трещинно-жильных вод с температурами до 20 °C; 9, 10 — перспективные (9) и ограниченно перспективные (10) районы на теплоэнергетические воды пластового типа; 11 — 13 — границы районов: 11 — с разной степенью перспективности использования теплоэнергетических вод, 12 — платформенного чехла и складчатых структур, 13 — сплошной многолетней мерзлоты

К схеме районирования минеральных вод. 1–7— типы минеральных вод: 1 – без «специфических» компонентов и свойств; 2 – йодобромные; 3 – сероводородные, встреченные в верхних (а) и нижних (б) частях разреза; 4 – радоновые; 5 – обогащенные органическим веществом; 6 – железистые; 7 – граница распространения различных типов минеральных вод

Гидрогеотермическая зональность подземных вод Запада России показана на рис. 73. В пределах Восточно-Европейской области в артезианских бассейнах широко развиты термальные воды (воды с температурой более 20°C). Они вскрываются на глубинах от 300 м в южных районах до 800 м в северных и представлены в основном хлоридными рассолами с минерализацией от 70–140 до 200–250 г/кг. Воды с одними и теми же температурными показателями залегают в разных бассейнах на различных глубинах. Так, например, воды с температурами более 50°C залегают в Волго-Уральском бассейне в среднем на глубине – 2,8 км; в различных частях Московского 2–2,8. Наиболее высокотемпературные воды (более 100°C) залегают на глубинах от 3–5,5 км и более в Прикаспийском бассейне, а в Волго-Уральском на глубинах 5–8 км. Дебиты скважин, вскрывших термальные воды низкие и в основном не превышают 0,1–1,0 л/с. Значительные ресурсы термальных вод содержатся в артезианских бассейнах Черноморско-Каспийской области. В Азово-Кубанском и Восточно-Предкавказском бассейнах термальные воды с температурой свыше 20 °C вскрываются на глубинах 0,3–0,4 км. На глубинах 2–3,5 км в мезозойских отложениях температуры подземных вод достигают 190–200 °C.

Закономерности распространения минеральных лечебных вод разного типа в пределах рассматриваемого региона отражены на рис. 73 (врезка). В верхнем этаже на Балтийском щите широко распространены радоновые, а также железистые воды. В пределах артезианских структур в верхнем этаже в гумидных областях широко развиты гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные, хлоридные воды, формирующиеся в результате выщелачивания инфильтрогенными водами атмосферного питания сульфатноносных и соленосных отложений. Эти воды, по классификации В. В. Иванова и Г. А. Невраева [1964], относятся к группе вод без «специфических» компонентов. Лечебные свойства этих вод определяются их основным ионным составом и минерализацией. Местами в очагах разгрузки сульфатных вод формируются сероводородные воды. В областях с аридным климатом (Прикаспийский бассейн и др.) в верхнем этаже формируются соленые хлоридно-сульфатные воды.

В нижнем этаже артезианских структур преобладают хлоридные кальциево-натриевые седиментогенные рассолы с минерализацией 140–270 г/кг (реже до 300–350 кг). Они повсеместно обогащены бромом, калием, стронцием, железом и другими металлами, а также местами сероводородом. Эти рассолы представляют собой жидкие руды (на бром, стронций и др. компоненты) и могут использоваться в лечебных целях. Также для лечебных нужд пригодны соленые (до 35 г/кг) хлоридные воды и слабые рассолы (35–140 г/кг) хлоридного состава, широко распространенные в нижнем этаже структур разного типа.

В пределах рассматриваемой части северного склона Б. Кавказа широко распространены углекислые минеральные воды, разнообразные по составу, минерализации и лечебным свойствам. Это холодные железистые гидрокарбонатные кальци-

евые воды типа Нарзан, холодные и термальные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды типа Ессентуки, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые пятигорского типа и др. В Сочи-Адлерском бассейне установлены соленые хлоридно-натриевые сероводородные воды с содержаниями сероводорода до 400–650 мг/л (Мацеста).

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

Нами ранее были рассмотрены важнейшие месторождения полезных ископаемых фундамента и чехлов платформ Европейской России по разновозрастным минерагеническим провинциям, а в их пределах по минерагеническим зонам, областям и рудным узлам. В данном разделе состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы оценивается по федеральным округам и отдельным субъектам федерации по видам полезных ископаемых, имеющих общедоедальное значение. Такой подход обусловлен резкой неравномерностью распределения месторождений по территории Европейской России, характером существующей инфраструктуры, различной выработанностью месторождений, количеством активных запасов, т.е. тех запасов, которые представляют потенциальный интерес для инвесторов в современных экономических условиях, обеспеченностью запасами действующих горнодобывающих предприятий, возможностью открытия новых видов минерального сырья в известных минерагенических зонах.

Нефть и газ. В пределах Европейской России располагаются Тимано-Печорская, Волго-Уральская, Прикаспийская, Северо-Кавказская нефтегазоносные провинции (НГП), несколько отдельных нефтегазоносных областей НГО и два потенциально нефтегазоносных района – Московский и Мезенский. Северо-Кавказская НГП характеризуется существенной выработанностью (до 90 %) извлекаемых запасов нефти, снижением прироста запасов и добычи углеводородов, увеличением глубины разрабатываемых продуктивных горизонтов (3–4 км и более). В пределах Северо-Кавказской НГП можно ожидать открытия небольших месторождений нефти и газа в сложных тектонических условиях (поднадвиговые ловушки и т.п.). Основные перспективы наращивания запасов углеводородов связаны с шельфом Каспийского моря, где за последние годы открыто 5 месторождений с суммарными извлекаемыми запасами более 600 млн т у. т. В настоящее время потребности Южного ФО удовлетворяются собственной добычей нефти на 65, а газа на 50 %.

Лучше ситуация в Приволжском ФО, который охватывает 12 НГО Волго-Уральской и 2 НГО Прикаспийской НГП. Несмотря на высокую выработанность крупных месторождений Татарстана (Ромашкинское, Новоелховское, Бавлинское месторождения), Башкортостана (Арланское, Туймазинское, Шкаповское месторождения), Оренбургской обл. (Сорочинско-Николаевское, Росташинское), а также Самарской и Пермской областей (73–95 %), Приволжский ФО сохраняет устойчивую добычу нефти. За 7 лет (1996–2002 гг.) она составляет 74–82 % от максимальной добычи 1981 г., но прирост запасов заметно уступает объемам добычи. В добыче нефти При-

вожский ФО дает 17, а газа 5 % от общероссийской. Однако объем разведанных запасов заметно сокращается, прогнозные ресурсы невелики и в дальнейшем возможно открытие лишь мелких, в лучшем случае средних месторождений, преимущественно в южной части Волго-Уральской и на севере Прикаспийской НГП.

Тимано-Печорская НГП по сравнению с другими провинциями характеризуется значительно меньшей выработанностью месторождений углеводородного сырья. Из-за отсутствия развитой инфраструктуры многие средние и даже ряд крупных месторождений не разрабатываются. Запасы нефти составляют здесь 8, газа 0,6 % от общероссийских, а добыча соответственно 4 и 3,4 %. Усинское и среднее по размеру Воейское месторождения обеспечивают до 80 % всей добычи нефти, а Вуктыльское месторождение дает 90 % добычи газа провинции.

Геолого-экономическая оценка нефтяных и газовых месторождений Тимано-Печорской НГП была проведена во ВНИИРИ. Для определения потребностей в инвестициях месторождения были сгруппированы по центрам нефтедобычи (ЦНД). В Ненецком автономном округе (НАО) наилучшие экономические показатели имеют месторождения Центрально-Хорейверского ЦНД, они характеризуются значительными величинами чистого дохода, короткими сроками окупаемости капитальных вложений и наиболее высокой нормой внутренней рентабельности. Экономическая оценка позволяет выделить несколько групп месторождений, резко отличающихся по уровню чистой прибыли. К первой группе отнесено 5 месторождений с суммарным дисконтированным доходом за весь срок разработки по каждому, от 1,9 до 1,5 млрд руб. В их число входят в основном наиболее крупные и высокодебитные месторождения Южно-Хыльчужское, им. Требса, Титова, Ардалинское и Сев. Хоседоужское, добыча нефти с которых может составить половину суммарной добычи НАО.

На территории Республики Коми выделено девять перспективных ЦНД. Наименьшими затратами на ГРП, в силу небольших глубин залегания объектов разработки, характеризуется Нижнекосьюский ЦНД. По объему чистой прибыли, которая может быть получена в результате освоения объектов, выделяются Гудырьельский, Болотный и Костюкский ЦНД. При этом наиболее привлекательными для инвесторов могут оказаться не крупные месторождения с наибольшими запасами, требующие больших объемов капитальных вложений, а небольшие, но эффективно осваиваемые. К таким, по результатам геолого-экономической оценки, относятся Гудырьельский (D_3), Курбацкий (D_3), Нижнекосьюский (P_2), Северо-Кузьельский (P_2), Болотный и Северо-Болотный (D_3). Только по трем объектам индекс доходности превышает единицу (Болотный, Северо-Болотный, Среднебаганский).

В основном самостоятельные и входящие в узлы нефтедобычи объекты с наименьшими затратами на ГРП приурочены к верхнепермскому нефтегазоносному комплексу и располагаются на относительно небольших глубинах в районах с развитой инфраструктурой. Из объектов, имеющих существенные ресурсы, к таковым можно отнести Северо-Лузский (P_2), Щельяюрский (D_1), Кушшорский (С-Р) и Керкавожский (D_2-D_3). По объему чистой прибыли выделяются Льяюский (D_2-D_3), Рыбницкий (D_2-D_3), Северо-Лузский (P_2), Щельяюрский (D_1), Шарьюский (О- D_1), Баяндынский (D_3),

Кушшорский (С-Р₁) и Южно-Салюкинский (D₃) объекты. Эти же объекты характеризуются наибольшим объемом налогов и платежей, которые могут быть выплачены в бюджеты всех уровней при полном освоении. Они могут быть рекомендованы для проведения геологоразведочных работ и дальнейшего освоения как первоочередные.

В целом территория южной части ТПП (Республика Коми) характеризуется отсутствием проектов с высокой нормой возврата (более 1 руб. прибыли на 1 руб. капитальных вложений) и относительно небольшим количеством рентабельных проектов освоения. Однако существенное количество подготовленных и выявленных объектов, при подтверждении на них запасов, могут представлять интерес для потенциальных инвесторов. В пределах ТПП возможно открытие значительного количества средних и мелких месторождений углеводородного сырья.

В последние 10–15 лет вновь возродился интерес к оценке перспектив нефтегазоносности Московской и Мезенской синеклиз, в пределах которых, в основном за счет бюджетных ассигнований, был проведен значительный объем региональных сейсмических работ (МОГТ, частью в комплексе с ГСЗ с детальной электроразведкой и гравиразведкой). Работы были ориентированы прежде всего на выявление перспектив рифейских авлакогенов на углеводородное сырье. Новых данных, свидетельствующих о промышленной нефтегазоносности Московской синеклизы, получено не было. Практически закончены работы и в пределах Мезенской синеклизы, где еще сохраняются надежды на получение положительных результатов в Сафоновской впадине (Предтиманский прогиб). Проведенный нами анализ геофизических и геологических данных по этим территориям также не внушает оптимизма, и дальнейшее вложение федеральных ассигнований в поиски месторождений в пределах Московской и Мезенской синеклиз представляется нецелесообразным.

Уголь. В пределах Европейской России располагается Печорский, Подмосковный и частично Донецкий угольные бассейны с суммарными запасами углей, составляющими около 12 % общероссийских. В Подмосковном бассейне на балансе числится 76 месторождений с промышленными запасами угля 3,5 млрд т. В настоящее время добыча производится лишь на 6 месторождениях Тульской области. Фактический объем добычи бурого угля снизился до уровня 850 тыс. т, что составляет лишь 12 % объема, установленного лицензиями. Сокращение объема потребления обусловлено низким качеством угля и переводом ТЭЦ Центрального ФО на высококалорийное топливо.

Месторождения Ростовской области представлены высококачественными энергетическими и коксующимися углями, спрос на которые сохраняется. Однако большая глубина залегания угольных пластов, их малая мощность, устаревшее оборудование делают добычу угля малорентабельной, что приводит к закрытию ряда шахт. Несмотря на эти факторы, при запасах угля, составляющих всего 3 % от общероссийских, по добыче Ростовская область находится на 4-м месте в России (7 %). Здесь продолжают работы по возобновлению запасов высокоэнергетических и коксующихся углей.

Месторождения Печорского бассейна характеризуются высокой теплотворной способностью (4–7,6 тыс. ккал.), около половины запасов приходится на коксующиеся угли. Добыча ведется в Воркутинском районе (коксующиеся) и Интинском райо-

не (энергетические угли). Потребителями энергетических углей являются ТЭЦ и ГРЭС Северо-Западного и соседних ФО, коксующихся – Череповецкий, Новолипецкий, Нижнетагильский металлургические комбинаты, Новомосковский коксогазовый завод и др., часть углей идет на экспорт. Печорский бассейн содержит 6,5 % запасов России, дает 6,4 % добычи и 5,8 % прогнозных ресурсов угля.

Железо. В Курской магнитной аномалии сосредоточено около 60 % разведанных железных руд страны, добыча сырой руды составляет более 50 % от общероссийской. Месторождения имеют исключительно важное значение для обеспечения высококачественным сырьем металлургических предприятий Центра России, Урала, а также Украины и государств, не входящих в СНГ.

Белгородская область занимает первое место в стране по разведанным запасам железных руд (24,6 млрд т, в том числе 6,6 млрд т богатых). Из 7 основных месторождений железных руд в области разрабатываются Лебединское и Стойло-Лебединское (ОАО «Лебединский ГОК»), Коробковское (ОАО «Комбинат КМАруда»), Стойленское (АО «Стойленский ГОК»); готовятся к освоению Яковлевское (АО «Яковлевский рудник») и Шамраевский участок Больше-Троицкого месторождения (АО «Гидроруда»). Добыча железной руды на сегодня превышает уровень 1991 г. и составляет около 70 млн т. Большая часть получаемой в области железорудной продукции вывозится в другие субъекты Российской Федерации, в страны СНГ и в дальнейшем зарубежье.

Разведанные запасы железных руд сосредоточены в крупном (8,9 млрд т) Михайловском месторождении Курской области, эксплуатируемом ОАО «Михайловский ГОК». Добыча руды на месторождении с 1993 г. стабильно возрастает, превысив уровень добычи 1991 г. почти на 50 %.

Разведанные запасы железных руд КМА обеспечивают развитие добычи на многие годы. Учитывая региональные особенности развития народнохозяйственного комплекса Центрального округа, необходимость сохранения плодороднейших почв и ресурсов подземных вод, основное внимание должно быть уделено комплексному использованию железных руд с применением современных технологий добычи и обогащения железистых кварцитов.

В Мурманской области на балансе стоит 11 месторождений, из которых в 5 эксплуатируемых сосредоточено 85 % балансовых запасов (2 % запасов России). Обеспеченность действующих карьеров 10–16 лет с полным выбыванием мощностей к 2010–2013 гг., в связи с чем предстоит переход на подземную отработку. Ковдорское месторождение комплексных руд (2)* обеспечено запасами на 50 лет. В Республике Карелия разрабатывается одно месторождение, руда которого перерабатывается ОАО «Карельский окатыш» в г. Костомукша.

Хром. Добыча хрома ведется только на Сопчеозерском месторождении (3) (Мурманская область), на котором ОАО «Кольская ГМК» было добыто около 30 % хромовых руд России. В ближайшие годы можно ожидать ввода в эксплуатацию нового месторождения этих руд – Аганозерского (10)* в Республике Карелия. Несмотря на небольшие (8,6 % общероссийских), известные к настоящему времени запасы

* Номера месторождений см. в прил. 2.

хромитов, объем добычи, а также прогнозных ресурсов (44,4 %) делает Карело-Кольский регион ведущим в наращивании запасов и создании мощной производственной базы этого дефицитного для России металла.

Титан. Сейчас титан добывается только на одном месторождении – Ловозерском (5)* (АО «Северные редкие металлы»), в котором он извлекается попутно из лопаритовых редкометаллических руд. Ведутся работы по вводу Ярегского месторождения (13)* лейкоксен-кварцевых нефтеносных песчаников (Республика Коми). На территории Европейской России значительные запасы и прогнозные ресурсы титана сосредоточены в комплексных титан-цирконевых россыпях. Они известны в Центральном ФО. Запасы месторождения Центральное (17)* в Тамбовской области были утверждены ГКЗ в 1972 г. Разработана схема обогащения, позволяющая извлекать циркониевый, рутиловый, ильменитовый концентраты, а также фосфорный концентрат с содержанием 13–17 % P_2O_5 . Месторождение взято в лицензию ЗАО «Норильский никель». Предварительно оценены по категории C_2 запасы Унечского месторождения (16)* (Брянская область).

В Приволжском ФО запасы титана утверждены по двум месторождениям: россыпному Лукояновскому (C_1 – 990 тыс. т) и коренному Шубинскому (забалансовые запасы 502 тыс. т). В настоящее время оба месторождения числятся в госрезерве.

В Южном ФО месторождения титан-циркониевых песков известны в Ставропольском крае, Волгоградской и Ростовской областях, Республике Калмыкия. Наибольший интерес представляет Ставропольский россыпной район. В разведываемых здесь Бешпагирском (20)* и Камбулатском месторождениях запасы товарных песков составляют более 75 млн т (категории $C_2 + P_1$). Однако эксплуатация месторождений Ставропольского края может привести к серьезным экологическим последствиям и утрате части плодородных земель.

Марганец. Марганец является остродефицитным металлом для России и большую часть его приходится ввозить из ближнего и дальнего зарубежья. Перспективы расширения сырьевой базы марганца в пределах Европейской России невелики и относятся прежде всего к Северо-Западному ФО. В настоящее время здесь действует единственное мелкое Парнокское месторождение (9)* богатых марганцевых руд (Республика Коми), которое при запасах 0,9 % (от общероссийских) дает 69 % добычи России. На Тимане возможно открытие новых месторождений богатых руд. Из новых видов сырья можно отметить выявление в восточной части Финского залива площадей с железо-марганцевыми конкрециями с утвержденными балансовыми запасами (по категориям $C_1 + C_2$). Средние содержания Mn 18,09, P_2O_5 3,26, $S_{\text{общ}}$ 0,2 %. Известные в Европейской России месторождения и рудопроявления марганцевых руд отличаются низкими содержаниями металла и экономически нерентабельны.

Бокситовые руды установлены в корях выветривания среднего–верхнего девона (Канино-Тиманская провинция, Средне-Тиманский бокситовый район, Ненецкий АО) и нижнего карбона (Северо-Онежский и Тихвинский бокситовые районы соответственно Архангельской и Ленинградской областей).

В Северо-Онежском районе они добываются ЗАО «Североонежский бокситовый рудник», его запасы составляют в структуре российских запасов 22,4, добыча 15,8 %. В Госрезерве находятся Плесецкое (11)* и Дениславское (12)* месторожде-

ния и четыре залежи Иксинского месторождения. Запасами последнего рудник обеспечен на срок более 140 лет, в том числе на 40 лет запасами в проектном контуре действующего карьера. Переработка бокситов проводилась на Бокситогорском (Ленинградская обл.) глиноземном заводе (5 % производства алюминия в РФ). В Средне-Тиманском бокситовом районе руда добывается на Вежае-Ворыквинском руднике (8)* (холдинг «САУЛ»), обеспеченном запасами на 50 лет. Руда перерабатывается на Кандалакшском (Мурманская обл.) и Надвоицком (Республика Карелия) алюминиевых и Бокситогорском глиноземном заводах. Содержание глинозема в руде достигает 40–70 %. В Тихвинском бокситовом районе Ленинградской области добыча бокситов прекращена из-за высокой себестоимости работ. Глинозем (40 %) извлекается из нефелиновых концентратов, получаемых при разработке апатитовых руд месторождений Хибинского рудного района (4)*, обеспеченных запасами на 100 лет (Мурманская область). Их переработка осуществлялась на Пикалевском глиноземном заводе (Ленинградская область), дающем 7 % алюминия в России.

В глубокозалегающих месторождениях бокситов КМА сосредоточено 12 % общероссийских запасов. Расположенное на территории области Висловское месторождение (19)* бокситов подготовлено к освоению. Трудности с вводом его в эксплуатацию связаны прежде всего со значительной глубиной залегания бокситовых залежей (от 400 до 700 м). Более эффективному освоению бокситов района будет способствовать их совместная отработка с богатыми железными рудами методом скважинной гидродобычи.

Никель, кобальт, медь. По запасам и добыче **сульфидных медно-никелевых руд** Мурманская область занимает второе место в России. На учете числятся 10 месторождений, из них разрабатывается открытым способом Ждановское, подземным – Заполярнинское, Котсельваара и Семилетка и три месторождения с забалансовыми запасами (Нюд, Сопча, Ловнозерское). Запасы по разрабатываемым месторождениям числятся на балансе, остальные в государственном резерве. Руды относительно бедны никелем, но содержат также медь, кобальт, селен, благородные металлы, извлекаемые попутно. Десятая часть запасов приходится на богатые руды, две трети которых принадлежит Ждановскому месторождению. Рудники при современной добыче сырья обеспечены запасами на 21 год.

Медь. Основу ресурсной базы меди юга Европейской России составляют медноколчеданные месторождения. В Карачаево-Черкесской Республике известно шесть медноколчеданных месторождений, из которых 1 с забалансовыми запасами. Суммарные балансовые запасы меди 1113,2 тыс. т, в том числе 880,9 тыс. т категории А+В+С₁. Забалансовые запасы – 118,2 тыс. т меди. Наиболее крупными по запасам категории А+В+С₁ являются Худесское (21)* (54,0 % от суммарных по республике) и Урупское (38,9 %) месторождения. Урупский ГОК на одноименном медноколчеданном месторождении по уровню реального погашения обеспечен сырьем на долгие годы. Медноколчеданные месторождения – комплексные, кроме меди в них государственным балансом учитываются запасы цинка, золота, серебра, кобальта, редких металлов. Попутное извлечение в медный концентрат золота определяет рентабельность добычи и переработки на Урупском комбинате. В настоящее время включено в программу лицензирования месторождение Кизил-Дере (24)* (Республика Дагестан), запасы меди в котором составляют половину запасов меди в ЮФО.

Медноколчеданные месторождения Оренбургской области и Республики Башкортостан, входящие в состав Уральской минерагенической провинции, в настоящем разделе не рассматриваются.

Свинец и цинк. Сырьевая база свинца и цинка Европейской России сосредоточена в Садонском рудном районе (23)* (Республика Северная Осетия-Алания) в одиннадцати месторождениях, из которых три находятся в эксплуатации (Згидское, Садонское, Архонское), четыре в консервации (Кадат-Хампаладатское, Какадур-Ханикомское, Левобережное, Холстинское), три являются резервными (Ногкауское, Октябрьское, восточный фланг Буронского месторождения) и одно – Джимидонское (зона Бозанг) – разведывается. В республике осуществляет добычу Садонский свинцово-цинковый комбинат. Количество активных запасов, удовлетворяющих условиям безубыточной добычи, составляет около 30 % от балансовых запасов. При оптимальной на сегодня производительности в 70–100 тыс. т руды в год уровень обеспеченности комбината составляет около 4 лет, и состояние сырьевой базы Садонского комбината остается напряженной. Завершение разведки и утверждение в ГКЗ запасов по участку Бозанг Джимидонского месторождения позволит существенно улучшить ресурсную базу комбината.

Вольфрам и молибден. Сырьевая база вольфрама сосредоточена в двух месторождениях: Тырныаузском (22)* (Кабардино-Балкарская республика) и Кти-Тебердинском (Карачаево-Черкесская республика). В Тырныаузском молибден-вольфрамовом месторождении сосредоточено более 14 % разведанных и 4,4 % предварительно оцененных запасов молибдена. Сейчас богатые руды практически отработаны, средние содержания триоксида вольфрама составляют всего 0,16, молибдена 0,042 %. Из-за низкого качества и неконкурентоспособности добываемого сырья, высокой себестоимости добыча на месторождении в последние два года не ведется. Небольшое шеелитовое Кти-Тебердинское месторождение не востребовано из-за экологических проблем и сложности его освоения.

Мурманская область является сегодня единственным регионом в России, где осуществляется добыча **редкометаллических руд** (ниобий, тантал, цирконий). Учтены крупные балансовые запасы редких металлов в месторождениях Ловозерского (5)* и Ковдорского массивов (2)*, Вороньих тундр, массивов Вуориярви, Себлявр и Салланлатва. ОАО «Севредмет» разрабатывает Ловозерское месторождение (5)* и обеспечен запасами на 50 лет. ОАО «Ковдорский ГОК» – единственный в стране производитель циркония. Часть его продукции импортируется. Галлий попутно добывается при переработке апатитовых руд 9 месторождений Хибинского района (4)*.

Месторождений редких земель на территории округа не имеется, но они добываются попутно из руд 9 месторождений Мурманской области при переработке апатитовых руд и редких металлов.

Золото, металлы платиновой группы. В Северо-Западном округе известно одно мелкое месторождение **коренного золота** (Майское в Республике Карелия) и 37 месторождений **россыпного золота** (Республика Коми). Месторождение Майское и 32 месторождения в Республике Коми находятся в Госрезерве. В 2001 г. в округе всего добыто около 5 кг золота из мелких россыпных месторождений.

Тем не менее, в Карело-Кольском регионе известны десятки рудопоявлений золота, которые изучены недостаточно. В зарубежной части Балтийского щита за последнее столетие добыто около 900 т золота. Большинство крупных и средних месторождений относится к золото-колчеданному типу и располагается в Свекофенском блоке. Подобная геологическая обстановка на территории российской части Балтийского щита практически отсутствует. С архейскими зеленокаменными поясами связаны лишь мелкие месторождения, из которых добыто менее 5 % золота Фенноскандии. По-видимому, наиболее перспективными на обнаружение мелких и средних по масштабам месторождений золота являются Куоло-Выгозерская и Печенга-Имандра-Варгузская металлогенические зоны.

В пределах Воронежского кристаллического массива выявление средних по масштабам месторождений золота наиболее вероятно на флангах Тим-Ястребовской структуры, где имеются источники металла (архейские зеленокаменные пояса и раннепротерозойские железорудные осадочно-вулканогенные комплексы пород с повышенным содержанием золота), широко проявлены метасоматические процессы и уже установлены мелкие месторождения. Однако работы в этом районе требуют значительных капиталовложений и в современной ситуации вряд ли заинтересуют частных инвесторов.

В пределах Северного Кавказа в небольшом объеме продолжают работы по локализации и оценке ресурсов рудного золота. По мнению специалистов ЦНИГРИ, этот район представляет интерес на выявление месторождений типа Карлин. Пока сколько-нибудь заметных результатов не получено.

Карело-Кольский регион в последние годы вызывает повышенный интерес на выявление крупных месторождений МПГ. Пока месторождений минералов платиновой группы (МПГ) на территории округа не имеется. Однако перспективы на обнаружение месторождений МПГ достаточно высоки, имеется не менее трех перспективных участков, на которых проводятся геологоразведочные работы. Установленные ресурсы МПГ составляют около 35 % от общих ресурсов России. Все работы по поискам месторождений МПГ в Карело-Кольском регионе проводятся за счет инвесторов.

Алмазы. Наиболее значительным результатом геологоразведочных работ последних лет явилось открытие в пределах Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области высокоалмазоносной трубки им. Гриба, подготавливаемой к освоению. Готовится к эксплуатации и месторождение им. Ломоносова, расположенное в этом районе. В результате работ 2001 г. вскрыты две трубки на Светлинской площади.

Открытие Зимнебережного района значительно интенсифицировало работы по поискам алмазов на всей территории Северо-Западного и Центрального ФО. В Северо-Западной Карелии в районе г. Костомукша открыто три куста рифейских (1045–1238 млн лет) лампроитов, образующих 50 даек и 2 трубки. Лампроиты всех кустов алмазоносны. В Костомукшском кусте из пробы 10 км² извлечено 29 кристаллов размером 0,3–0,5 мм. В Корпангском кусте кристаллы достигают 1,0–1,3 мм. Таким образом, по имеющимся данным, содержание алмазов в лампроитах незначительное. Поэтому перспективы обнаружения промышленно алмазоносных коренных

месторождений невысоки. Суммарный послерифейский срез оценивается в 600–1000 м. Об этом же свидетельствуют малая мощность даек, трубочные тела единичны и скорее всего представляют собой раздувы даек. Надеяться же на значительное содержание алмазов в рифейских дайках и их высокое качество (как, например, в Сьерра-Леоне), по-видимому, не приходится.

Геологами ГПП «Архангельскгеология» и «Невскгеология» прогнозируются проявления позднепалеозойского–раннемезозойского кимберлитового магматизма в басс. верхнего течения р. Сев. Двина. К наиболее перспективным участкам относятся Двинско-Пинежская и Красноборская площади – район г. Котлас. Здесь в аллювиальных отложениях обнаружены пиропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды, отличные по составу от пиропов Зимнего Берега. В отложениях триаса выявлены хромшпинелиды, пиропы и несколько кристаллов алмазов. В юрских отложениях частота встречаемости этих минералов выше, чем в триасе.

По мнению М. В. Михайлова, перспективы коренной алмазоносности этих площадей выглядят не столь оптимистично. Как показывает анализ составленной во ВСЕГЕИ на позднепалеозойское–раннемезозойское время палеотектонической карты, рассматриваемые площади расположены на северо-западном борту крупной Мезенской синеклизы. Для подобного типа структур совершенно не характерен кимберлитовый магматизм. В то же время Мезенская синеклиза в позднем палеозое–раннем мезозое являлась структурой, куда имел место снос материала с прилегающих поднятий, в том числе с запада и северо-запада, где расположены известные кимберлитовые тела Зимнебережного района. Это обстоятельство и обусловило снос и накопление кимберлитового материала в краевых частях отрицательной тектонической структуры – Мезенской синеклизы. По этим причинам бассейн верхнего течения р. Двина (юг Архангельской и север Вологодской обл.) представляется нам бесперспективным на обнаружение коренных месторождений алмазов позднепалеозойско–раннемезозойского возраста.

Имеющиеся материалы* позволяют высоко оценить перспективы Русской платформы на открытие новых коренных месторождений алмазов. Об этом свидетельствуют проявления кимберлитового и лампроитового магматизма на разных этапах геологического развития платформы и широкое распространение алмазов и минералов-спутников в промежуточных коллекторах по всему разрезу осадочного чехла. Различные этапы геологического развития описываемого региона отличаются с точки зрения возможности образования коренных месторождений алмазов. Наиболее продуктивным является среднепалеозойский этап.

Весьма отлична степень геологической изученности и опосредованности на алмазы различных регионов Русской платформы, где возможно становление алмазных кимберлитов и лампроитов. В одних районах уже открыты месторождения, в других еще только ведутся поиски различной степени детальности. Существенным фактором является степень «открытости» перспективных районов: отсутствие или наличие образований, перекрывающих прогнозируемые кимберлиты (лампроиты).

С учетом указанных обстоятельств наиболее перспективны на выявление коренных месторождений алмазов в настоящее время Архангельская, Воронежская и

Псковская кимберлитовые области среднепалеозойского возраста. В Архангельской кимберлитовой области, в ее северо-западной части наибольшими перспективами обладает Зимнебережный кимберлитовый район. Здесь возможно обнаружение новых месторождений в пределах уже известного Золотицкого кимберлитового поля, а также выявление новых полей на флангах района. Высока вероятность выявления новых кимберлитовых полей среднепалеозойского возраста на западном продолжении области в пределах Северной Карелии и Кандалакшского района.

В Воронежской кимберлитовой области области наибольшие надежды на открытие новых месторождений в пределах России связываются с Павловским районом. Выполненные палеогеографические реконструкции и особенности концентраций, распределения в пространстве и характеристики минералов-спутников, а также находки алмазов в терригенных промежуточных коллекторах с несомненностью свидетельствуют о наличии здесь коренных месторождений.

Третьей перспективной среднепалеозойской кимберлитовой областью является Псковская. Степень опоскованности этой относительно небольшой территории в целом ниже таких объектов, как Павловский, а тем более Зимнебережный районы. Материалы, полученные при проведении общих поисков, позволили выявить и детализировать в центральной части Псковской области контрастный локальный ореол рассеяния минералов – спутников алмаза в девонских отложениях. Изучение кимберлитовых минералов дает основание высоко оценить перспективы области на выявление месторождений алмазов.

Выявление на Русской платформе коренных месторождений алмазов рифейского и раннепалеозойского возраста оценивается невысоко. Кроме уже известных рифейских лампроитов Карелии и венд-кембрийских кимберлитов Тимана здесь могут быть выявлены новые слабоалмазоносные тела кимберлитов и лампроитов, но вряд ли они будут представлять промышленный интерес.

Наличие месторождений алмазов позднепалеозойского – раннемезозойского возраста, в силу специфики истории геологического развития платформы на этом этапе, оцениваются нами достаточно пессимистично.

Наиболее перспективной территорией на выявление коренных месторождений алмазов, где прогнозы могут быть реализованы в относительно короткие сроки, является Зимнебережный район. Второй по перспективности – Павловский кимберлитовый район, а также Псковская кимберлитовая область.

В Европейской России сосредоточено большая часть пахотных земель страны, поэтому такую остроту приобретает обеспечение ее минеральными удобрениями.

Фосфатное сырье. Лидирующим в добыче фосфатного сырья является Северо-Западный регион, где производится 97 % добычи апатита и 88,4 % фосфоритов (от общероссийских).

В Мурманской области сосредоточены все активные запасы апатитовых руд России. Хибинская группа (4) включает 10 месторождений (одно с забалансовыми рудами). Добыча ведется ОАО «Апатит» на шесть месторождениях открытым и

* Прогноз алмазоносности проведен М. В. Михайловым.

подземным способом. Обеспеченность в контурах открытой добычи 15–40 лет, в контурах подземной отработки – более сотни лет. Активных ресурсов для восполнения убывающих запасов нет. Часть запасов отнесена к низкорентабельным. На Ковдорском месторождении (2) выпускается попутная продукция – апатитовый концентрат.

Балансом запасов учтено Кингисеппское месторождение **фосфоритов ракушечного промышленного типа** (Ленинградская область). Его обеспеченность запасами составляет 23 года.

По фосфатному сырью Приволжский ФО в пределах РФ занимает третье место после Северо-Западного и Сибирского ФО – 10,3 % по запасам сырья по категориям $A+B+C_1+C_2$ (разведанные и оцененные запасы). В Приволжском ФО числится два месторождения фосфоритов – Вятско-Камское (14) в Кировской области, уникальное по размерам, но низкокачественное по содержанию (102,4 млн т P_2O_5 по категориям $A+B+C_1$) и Синдюковское в Татарстане (0,004 млн т P_2O_5). В пределах округа находятся четыре предприятия по производству фосфоросодержащих удобрений. С 2001 г. Вятско-Камское месторождение фосфоритов не разрабатывается.

Производство фосфоросодержащих удобрений в 2000 г. в Приволжском ФО составляло 676,8 тыс. т P_2O_5 (второе место после Северо-Западного ФО).

Около 90 % выпуска основных видов фосфоросодержащих удобрений (аммофос, диаммофос, азофоска) были экспортированы. Однако выполненный ЦНИИГеолнеруд оперативный анализ МСБ фосфатного сырья показал, что в 51 месторождение РФ, имеющееся на балансе (на 01.01.2001 г.), не вошло ни одно месторождение Приволжского ФО.

В Центральном округе по 13 месторождениям фосфоритов числится 58,8 млн т P_2O_5 . В последние 3 года добыча фосфоритов на ОАО «Фосфаты» (Егорьевское месторождение) и «Брянские фосфаты» (Полпинское месторождение) не производится, а рудники находятся на стадии банкротства. В пределах округа расположены три предприятия по производству фосфорных удобрений, работающих на привозном сырье. Из фосфоритов регионального уровня определенный интерес представляет предварительно оцененное Унечское месторождение (16) в Брянской области (C_2 –29,9 млн т). Трудности при его освоении связаны с комплексным составом руд (P_2O_5 –Ti–Zr), социально-экологическими факторами и отводом земель.

В Южном ФО месторождения фосфоритов в Волгоградской области являются нерентабельными.

Расширение минерально-сырьевой базы фосфоритов в Европейской России маловероятно. Все крупные месторождения практически отработаны. Руды известных месторождений низкокачественные. Желваковые фосфориты могут быть использованы непосредственно на месте их производства. Перевозка их на дальние расстояния нерентабельна. Многочисленные предприятия по производству фосфорных удобрений работают главным образом на привозном сырье, что резко удорожает стоимость производства.

Калийные соли. По общим запасам (19,9 млрд т K_2O) Россия занимает первое место в мире, по разведанным (3,3 млрд т) – второе после Канады. Большая их часть приходится на Приволжский ФО, занимающий монопольную позицию по произ-

водству и переработке калийных солей. Около 90 % калийных солей России сосредоточено в уникальном Верхнекамском месторождении (15) площадью 3,5 тыс. км² (Пермская область). По состоянию на 01.01.2002 г. запасы Верхнекамского месторождения по категориям А+В+С₁ составляют 18450 млн т. Потребление калийных удобрений в РФ падает, так как доставка из Пермской области при дальности перевозки и возросших ценах на транспортировку, делает невыгодным их приобретение. Выход – в открытии новых месторождений вблизи сельскохозяйственных зон: Оренбургской, Саратовской, Вологодской областях. Около половины (47%) прогнозных ресурсов ($P_1 + P_2$), утвержденных на 01.01.1998 г. в количестве 3,18 млрд т K_2O , установлено в Ивановской, Соболевской, Илецкой и Шарлыкской (18) площадях. В пределах последней с 2001 г. проводятся поиски полигалитов; прогнозные ресурсы по предварительным данным (в пересчете на K_2O) оцениваются $P_1 + P_2$ – 1,5 млрд т со средним содержанием полигалита 60,6 % (K_2O – 9,7 %).

Минерально-сырьевая база калийных солей южной части Европейской России представлена двумя месторождениями – Эльтонским и Гремячинским, расположенными в Волгоградской области. Их балансовые запасы составляют около 7,6 млрд т (сильвинит и карналитовая порода). Оба месторождения обладают уникальными по качеству калийными рудами с содержанием хлористого калия до 40 % и более, что почти в два раза превышает качество руд эксплуатируемых месторождений.

Расширение базы калийных солей (Оренбургская, Саратовская, Волгоградская обл.) приблизит их производство к сельскохозяйственным районам юга и центра Европейской России. Тем не менее, высокая стоимость удобрений привела к тому, что большая часть их идет на экспорт, а российские сельхозпроизводители вносят в землю лишь 10 % необходимых удобрений. Огромный дефицит агросырья делает необходимым использование его нетрадиционных видов, таких как торф, торфовианиты, сапропели и фосфоросодержащие карбонатные породы.

Подземные воды – один из важнейших видов полезных ископаемых в Европейской России.

На ее территории сосредоточены огромные ресурсы подземных вод различного качества и назначения – для хозяйственно-питьевого водоснабжения (пресных и слабосолоноватых), минеральных лечебных, промышленных и термальных.

Пресные и слабосолоноватые воды хозяйственно-питьевого назначения. Территория Европейской России, за исключением северных и северо-восточных регионов, характеризуется высокой плотностью населения и мощной техногенной нагрузкой, под влиянием которой поверхностные водоисточники часто загрязнены и непригодны для водоснабжения по многим показателям. Поэтому подземные воды, защищенные от загрязнения, являются не только альтернативой, но во многих случаях и единственно возможным источником водоснабжения населения кондиционными водами. Ресурсный потенциал этих вод на территории Европейской России весьма значителен и оценивается в 339,7 млн м³/сут., но распределение его как по федеральным округам (табл. 12), так и по субъектам РФ крайне неравномерно.

В Северо-Западном федеральном округе разведано 248 месторождений. По величине запасов большинство месторождений относится к категории мелких и средних. К крупным относится три месторождения: Озерковское в Калининградской,

**ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ, ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ЗАПАСЫ (НА 01.01.2002 Г.)
И ОТБОР ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ФЕДЕРАЛЬНЫХ ОКРУГАХ
ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ, млн м³/сут.
(по Г. С. Вартагану и др., [1996]; Л. С. Язвину, [2003])**

Федеральный округ	Прогнозные ресурсы	Эксплуатационные запасы, утвержденные ГКЗ	Отбор подземных вод
Северо-Западный	111,8	4,5	2,1
Центральный	67,9	26,1	13,7
Приволжский	97,1	15,9	10,1
Южный	38,9	15,5	5,7
Всего	339,7	66,2	31,6

Ижорское в Ленинградской и Пермиловское в Архангельской областях с утвержденными запасами соответственно 230, 359,6 и 457 тыс. м³/сут. Последнее разведано для водоснабжения г. Архангельск, испытывающего острый дефицит в кондиционных водах. Ижорское месторождение и ряд других, расположенных вокруг Санкт-Петербурга, несмотря на значительные разведанные запасы пресных вод не смогут обеспечить его потребности (2 млн м³/сут.).

Проблемной является Новгородская область, где водоносные горизонты малопродуктивны и часто содержат некондиционные воды. Наименее обеспечены подземными водами Мурманская область, Республика Карелия и Волгоградская область. Большинство населенных пунктов в Калининградской области и в Республике Коми на сегодня обеспечены разведанными запасами пресных подземных вод.

Центральный федеральный округ располагает значительными прогнозными ресурсами подземных вод, общая величина которых составляет 67 900 тыс. м³/сут. На 01.01.2001 г. в округе разведано 1098 месторождений и участков питьевых и технических подземных вод с общими эксплуатационными запасами 26 006,5 тыс. м³/сут. В эксплуатации находится 640 (36 %) месторождений. Добыча подземных вод составляет 13 700 тыс. м³/сут. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения используется 7 605,5 тыс. м³/сут., на участках с неутвержденными запасами – 4 257,7 тыс. м³/сут. Доля подземных вод в балансе хозяйственно-питьевого водоснабжения в среднем по округу не превышает 49 %, в том числе городского населения 41 %, сельского 51 %. Практически полностью за счет подземных вод осуществляется водоснабжение населения Орловской, Смоленской, Тульской, Белгородской, Воронежской, Липецкой и Тамбовской областей, не обеспечены подземными водами г. Москва (1 %) и Ярославская область (11 %).

В Приволжском округе условия обеспеченности подземными водами субъектов федерации весьма неоднородны, хотя в целом суммарные величины прогнозных ресурсов и эксплуатационных запасов достаточны велики. На территории округа разведано и апробировано около 250 месторождений пресных вод, из них 17 относится к категории крупных. Наименьшей степенью использования подготовленных для промышленного освоения эксплуатационных запасов вод характеризуется Саратовская область, наибольшим – Республики Мордовия и Удмуртия, Самарская область и

Пермский край. Хозяйственно-питьевое водоснабжение населения осуществляется как за счет поверхностных, так и подземных вод. В целом для региона доля подземных вод составляет около 44 %, изменяясь для отдельных субъектов от 1 до 100 %. Практически полностью на подземных водах основано водоснабжение Республики Мордовия. Доля подземных вод в республиках Марий Эл, Удмуртия, Башкортостан, в Оренбургской области, в Пермском крае составляет от 70 до 95 %, в Самарской и Ульяновской областях от 50 до 70 %, в остальных субъектах используются поверхностные воды. Почти 40 % городов с населением свыше 100 тысяч человек либо не имеет подземных источников водоснабжения, либо их доля составляет менее 10 %. В эту группу попадают такие крупные города, как Нижний Новгород, Пермь, Саратов и др. В ряде крупных городов (Уфа, Оренбург и др.) водоснабжение обеспечивается недостаточно защищенными от загрязнения подземными водами первого от поверхности водоносного горизонта, что приводит к выходу из строя водозаборов подземных вод. Для многих городов запасы подземных вод были разведаны 25–30 лет назад, не были обоснованы, поэтому сейчас в связи с изменением санитарной, водохозяйственной и экологической ситуации возможность их использования весьма проблематична.

В Южном федеральном округе учтены 434 месторождения пресных подземных вод с общими эксплуатационными запасами около 15 500 тыс. м³/сут, из них – 12 крупных. Наиболее обеспечено подземными водами Предкавказье. Большинство городов и населенных пунктов в более северных районах округа (Ростовская, Волгоградская, Астраханская области, Республики Калмыкия и Дагестан) обеспечиваются в основном за счет поверхностных водоисточников. Здесь водоносные горизонты содержат преимущественно некондиционные минерализованные воды, пригодные для орошения.

Минеральные воды. На территории Европейской России установлены минеральные воды различного практического назначения – минеральные лечебные, промышленные и теплоэнергетические (термальные).

Распределение минеральных лечебных вод (питьевых и бальнеологических) и их эксплуатационные запасы по федеральным округам приведены в табл. 13.

Наиболее широко распространены месторождения минеральных вод без специфических компонентов, лечебное значение которых определяется их повышенной минерализацией и ионно-солевым составом. Эти воды распространены практически на всей территории Русской платформы. Разведано около 240 месторождений вод этого типа, общие эксплуатационные запасы в которых около 43 тыс. м³/сут. Среди них наиболее крупные Кашинское в Тверской, Краинское в Тульской, Петродворцовое и Сестрорецкое в Ленинградской и Старорусское в Новгородской областях.

Весьма высоки эксплуатационные запасы углекислых вод в Южном федеральном округе (78 месторождений). Суммарные эксплуатационные запасы их оцениваются в 19 тыс. м³/сут. При этом большая часть вод сосредоточена на Северном Кавказе в районе КМВ (Кисловодская, Ессентукское, Железноводское и др.). В этом районе необходима переоценка запасов минеральных вод в связи с их истощением в результате интенсивной и плохо контролируемой добычи.

Эксплуатационные запасы сероводородных вод на территории утверждены по

**СУММАРНЫЕ УТВЕРЖДЕННЫЕ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ЗАПАСЫ МИНЕРАЛЬНЫХ
ЛЕЧЕБНЫХ ВОД (тыс. м³/сут) ПО ФЕДЕРАЛЬНЫМ ОКРУГАМ
(по Г. С. Вартапяну и др. [1999])**

Федеральный округ	Количество месторождений	Эксплуатационные запасы	Запасы, подготовленные для освоения	Количество эксплуатационных месторождений
Северо-Западный	34	32,202	29,095	32
Центральный	127	19,286	15,153	127
Приволжский	97	18,141	Нет сведений	97
Южный	160	90,083	73,149	160
Итого	418	159,130	Нет сведений	160

45 месторождениям. При этом 25 из них находится на Северном Кавказе. Наиболее крупное месторождение этих вод Мацестинское в Краснодарском крае с утвержденными запасами 7,5 тыс. м³/сут. В Северо-Западном округе эксплуатируется Хилловское месторождение в Псковской области с запасами 0,5 тыс. м³/сут.

Широко распространены бромные, йодо-бромные и йодные воды, разведано 157 месторождений. Большинство из них находится в Центральном и Южном округах, (61 и 32 месторождения соответственно с суммарными запасами 7,1 и 5,0 тыс. м³/сут.). Эти месторождения являются базой для учреждений курортно-санаторного профиля.

Крупное, эксплуатируемое с петровских времен Полюстровское месторождение железистых вод находится в Санкт-Петербурге. Его запасы 0,634 тыс. м³/сут.

Промышленные воды разведаны на четырех месторождениях. Это Архангельское, Краснокамское, Астраханское и Славяно-Троицкое. В эксплуатации находятся Славяно-Троицкое месторождение в Краснодарском крае, на котором добывают 160–170 т йода в год и Оверятский участок Краснокамского месторождения в Пермском крае с добычей всего 200 кг в год. Перспективным на промышленные воды является Печорский артезианский бассейн с рассолами, содержащими высокие концентрации йода, брома и щелочных металлов.

Существенными ресурсами теплоэнергетических вод располагает Предкавказье. Здесь в Азово-Кубанском и Восточно-Предкавказском артезианских бассейнах разведано 51 месторождение термальных вод. Наиболее крупные из них Тарумовское и Кизлярское в Дагестане с эксплуатационными запасами 22,5 и 21,9 тыс. м³/сут соответственно.

Подземные воды являются ценным, но специфическим, с точки зрения их динамичности и восполняемости запасов, полезным ископаемым. Это предопределяет необходимость развития системы мониторинга подземных вод и совершенствование рационального использования и учета их запасов.

Европейская Россия занимает ведущее положение по добыче многих видов полезных ископаемых федерального значения и в то же время испытывает дефицит в некоторых видах сырья. Полезные ископаемые распределены крайне неравномерно по ее четырем федеральным округам, поэтому и первоочередные задачи, которые стоят перед федеральными и областными органами МПР России, в них различны (рис. 74, 75).

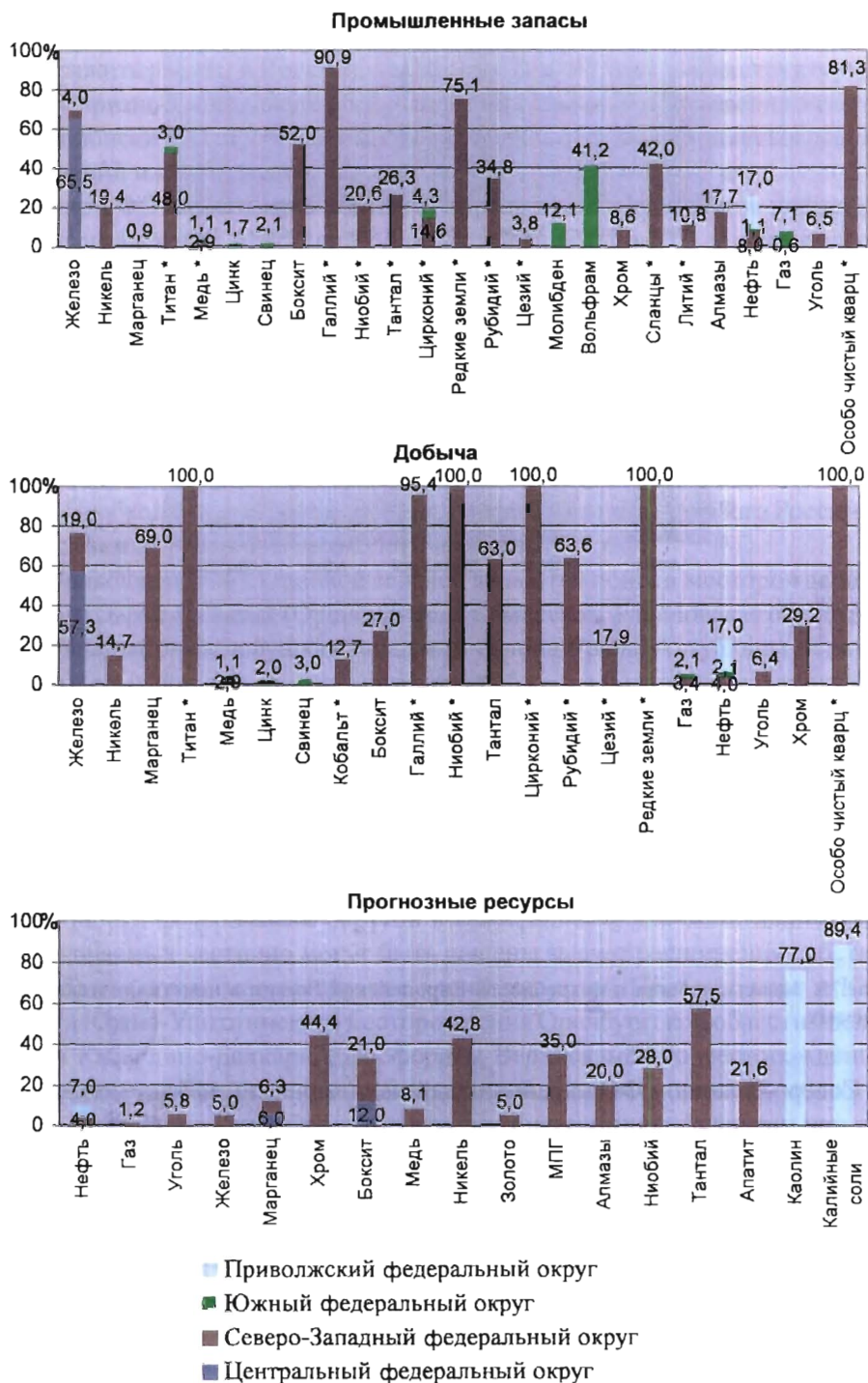


Рис.74. Состояние сырьевой базы важнейших видов полезных ископаемых Европейской России (сведения на конец 2002 г.)

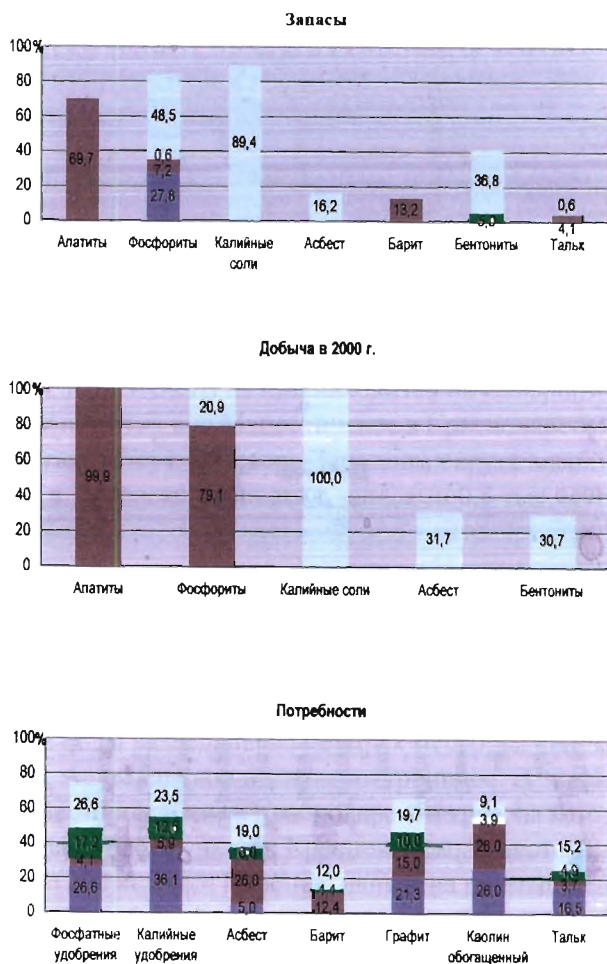


Рис.75. Запасы, добыча и потребности Европейской России в неметаллических полезных ископаемых

В Северо-Западном ФО максимальный экономический эффект может быть достигнут при интенсификации геологоразведочных работ на углеводородное сырье в Тимано-Печорской НГП, на никель, хром и минералы платиновой группы в Мурманской области и Республике Карелия, на алмазы в пределах юго-восточного склона Балтийского щита, на марганец в Республике Коми. Представляются перспективными поиски месторождений золота в Карело-Кольском регионе, так как открытие здесь даже мелких месторождений (как показал опыт скандинавских стран) может представлять большой интерес для потенциальных инвесторов.

В Центральном ФО база для открытия новых месторождений федерального уровня практически исчерпана. Запасы железных руд КМА обеспечивают действующие предприятия на десятки лет. В перспективе несомненный интерес представляет вовлечение в разработку богатых железных руд и бокситов кор выветривания глубоко-

залегающих месторождений Белгородского района, если будет окончательно отработана технология их извлечения методом скважинной гидродобычи. Вероятно, следует продолжить работы в Воскресенской зоне Тим-Ястребовской структуры КМА, где по ряду признаков возможно обнаружение среднего месторождения золота. Перспективны поиски и геолого-экономическая оценка титан-циркониевых россыпных месторождений и кимберлитов.

В Южном ФО главной задачей является расширение перспектив нефтегазоносности Волгоградской и Астраханской областей (прежде всего за счет подсолевых отложений) и шельфа Каспийского моря. Необходима геолого-экономическая оценка месторождений титан-циркониевых песков Ставропольского россыпного района. По-видимому, расширение сырьевой базы Садонского и Тырныаузского ГОКов требует значительного объема федеральных средств.

Важнейшей задачей является обеспечение водоснабжения пресными подземными водами большинства субъектов федерации Южного ФО, а также переоценка эксплуатационных запасов и ресурсов минеральных вод Кавминводского курортного района. Необходимо решение целого ряда экологических задач юга России, включая прогноз землетрясений и геоэкологических катастроф.

Для Приволжского ФО главной задачей являются поиски месторождений углеводородного сырья в южных (Оренбургская, Самарская, Ульяновская области) районах и в поднадвиговых ловушках западного склона Урала. Актуальны поиски подземных питьевых вод для обеспечения водоснабжения большинства крупных городов округа. Требуется решение ряда экологических задач, поскольку экологическая обстановка значительной части округа оставляет желать лучшего. Решение большинства задач по расширению минерально-сырьевой базы Южного Урала, частично входящего в состав округа, скорее всего должно быть возложено на недропользователей, эксплуатирующих месторождения колчеданной формации в Оренбургской области и Башкортостане.

Потребности федеральных округов в важнейших видах неметаллических полезных ископаемых частично могут быть решены за счет расширения собственной сырьевой базы (новые месторождения калийных солей Приволжского и Южного ФО, каолин Южно-Ушкотинского месторождения Оренбургской области, щелочные бентониты Кабардино-Балкарии, фосфориты Верхнекамского месторождения (15) и др.). Однако в любом случае сохраняется необходимость дальних многотонных перевозок минерального сырья внутри страны и импортных поставок.

Пополнение запасов общераспространенных полезных ископаемых не относится к задачам федерального уровня. Тем не менее, именно эти полезные ископаемые обеспечивают функционирование строительной индустрии, химического, металлургического и ряда других производств. Европейская Россия достаточно, хотя и неравномерно, обеспечена месторождениями общераспространенных полезных ископаемых. В большинстве случаев здесь стоит задача приблизить их производство к потреблению.

Рыночная экономика коренным образом изменила стратегию геологического изучения России и способы оценки ее минерально-сырьевой базы. Резкое уменьшение бюджетных ассигнований привело к значительному сокращению объемов гео-

логических съемок среднего и мелкого масштаба – в прошлом главного инструмента пополнения минерального потенциала страны. К тому же государственная геологическая съемка, которой была покрыта большая часть территории Европейской России, при недостаточном и нерегулярном финансировании, отсутствии необходимых объемов бурения и исчерпании фонда легкооткрываемых месторождений стала малоэффективной в прогностическом отношении. Предыдущими работами накоплен огромный фонд перспективных аномалий, рудопроявлений, которые до сих пор не получили надлежащей проверки и оценки. Более того, многие даже крупные месторождения с подсчитанными и принятыми ГКЗ и ТКЗ запасами остаются не востребованными инвесторами, поскольку в современных условиях их разработка экономически нерентабельна. Однако все (или большинство) этих ресурсов или запасов остается на балансе, создавая иллюзию обеспеченности России почти всеми видами минерального сырья. Поэтому одной из главных задач геологической службы страны является инвентаризация ее минерального потенциала по всем видам сырья с учетом современных экономических реалий. Необходимо списание с баланса или перевод в забалансовые тех запасов, которые в силу изменившейся экономической обстановки стали нерентабельными.

По-видимому, сокращение объема полистных государственных геологических карт жестко регламентированных инструктивными требованиями, является объективной реальностью. Все большее распространение получают прогнозно-поисковые (ППР) средне- и крупномасштабные работы, нацеленные на выявление узкого круга полезных ископаемых федерального значения. Они не связаны с полистной разграфкой, не обязательно должны соответствовать всем инструкциям Госгеолкарты, зато технология их проведения и комплексирование методов ориентированы на важнейшие виды минерального сырья, ради которых они и проводятся. К сожалению, статус ППР и даже рамочные инструктивные требования к ним до сих пор не определены.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ И УРАЛА

Европейская часть России представляет собой наиболее густонаселенную территорию страны, где проживает около 80 % ее населения, с мощной транспортной инфраструктурой и высоким производственным потенциалом. Все это стало причиной очень значительного техногенного воздействия на геологическую среду европейского региона. Экологическое состояние природной, и в том числе геологической среды в районах промышленно-селитебных агломераций, горнопромышленных центров, нефте- и газопромыслов, крупных речных систем, водохранилищ, городов с экологически опасными производствами, территорий, пострадавших от загрязнения радионуклидами, являются, по оценке специалистов, крайне тяжелым или критическим. Центральные и особенно южные территории Европейской России к тому же являются основной продовольственной базой страны, поэтому проблемы плодородия, загрязнения почв, состояния поверхностных и грунтовых вод крайне актуальны. Многолетнее и нарастающее техногенное воздействие на геологическую среду вызвало обширное загрязнение токсикантами, интенсификацию многих опасных природных процессов и явлений: карста, оползневых, мерзлотных, эрозионных, селевых, лавинных, дефляционных, засоления, подтоплений, наведенной сейсмичности и радиоактивности. Это привело к ухудшению условий проживания населения, повышению аварийности техносистем, расползанию загрязнения и способствовало резкому осложнению экологической обстановки в последние десятилетия XX в. Масштабы техногенного воздействия на геологическую среду, многообразие его форм (эндо- и экзодинамического, геохимического, гидрогеологического, ландшафтного), глубина воздействия на литосферу и появление специфических техногенных образований (отложений) не только сравнимы с природными геологическими процессами, но в ряде случаев и превосходят их [Вернадский, 1967; Яншин, 1986].

Ввиду всего этого обзор экологического состояния геологической среды и ее оценка даже на предварительном уровне (из-за неполноты данных и недостаточной научно-методической и научно-методической обеспеченности направления) представляется важной геологической задачей. Обзор сделан по федеральным округам, поскольку в этом случае учитываются как ландшафтно-зональные особенности территории, так и хозяйственная их специфика, определяющая особенности техногенеза.

Экологическое состояние геологической среды зависит от двух взаимодействующих групп факторов: природных (естественных) и антропогенных (техногенных).

К первой группе природных факторов, определяющих особенности эколого-геологической обстановки, относятся:

- ландшафтные и минерально-сырьевые, влияющие в целом на характер землепользования и хозяйственной деятельности;
- ландшафтно-геохимические и гидрогеологические, от которых зависит устойчивость компонентов природных комплексов к техногенному загрязнению;
- естественные геохимические, гидрогеохимические и радиационные, ограничивающие условия эксплуатации недр (в том числе водных ресурсов) и ухудшающие комфортность проживания вплоть до появления эндемических заболеваний;
- эндо- и экзодинамические процессы и явления, которые с одной стороны представляют опасность для жизни, инфраструктуры или сокращают возможности землепользования, а с другой – влияют на самовосстановление техногенно нарушенных ландшафтов.

Ко второй группе факторов, подлежащих изучению в плане влияния на геологическую среду, относятся антропогенные (техногенные):

- крупные промышленно-селитебные районы (агломерации), имеющие комплексное влияние на геологическую среду как на местном (локальном), так и на региональном уровнях;
- горнопромышленные районы (центры), зачастую также обладающие комплексным влиянием на геологическую среду и в масштабах аналогичных агломераций, но с присущей им спецификой, зависящей от особенностей добываемого сырья горнодобычи и переработки;
- промцентры с экологически опасными профильными производствами (металлургическим, нефтехимическим, лесохимическим и др.);
- территории с преобладанием определенных видов сельскохозяйственного производства (пахотного земледелия, животноводства);
- территории интенсивного лесохозяйственного использования;
- площади и объекты водохозяйственной деятельности – мелиорации земель (осушения и орошения), водохранилища;
- площади загрязнения радионуклидами в результате аварий и ядерных взрывов.

Особую разновидность представляют собой объекты потенциальной экологической опасности: АЭС, ГЭС, хранилища ядерных и токсичных отходов.

Обзор экологического состояния геологической среды европейской части России и Уральского региона осуществлен на основе монографий «Экогеология России» [2000] и «Недра России» [2002], ряда других публикаций, а также изданных картографических материалов экологического содержания. Интегральная оценка экологического состояния геологической среды территории приводится на карте того же названия (рис. 76), выполненной автором на основе анализа комплекта геохимических и экологических карт России, опубликованных карт и схем специального содержания, входящих в комплект листов Геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) и Геологического атласа России масштаба 1 : 10 000 000.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ОКРУГ

Природные факторы

Территория округа включает в себя восточную часть Балтийского щита, северную часть Русской плиты, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской

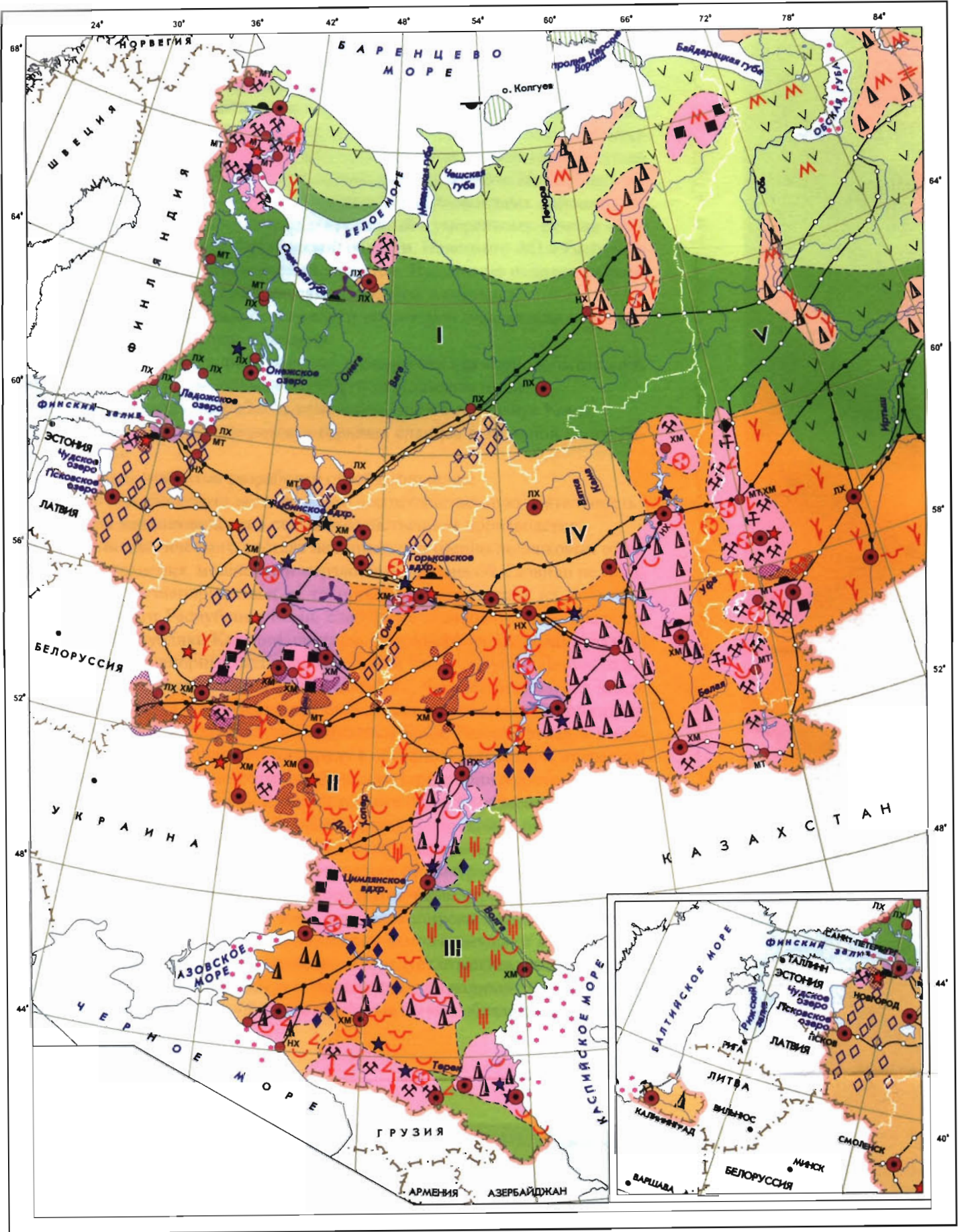




Рис. 76. Карта экологического состояния геологической среды европейской части России и Урала. Масштаб 1 : 15 000 000, 2005 год (сост. Н. Р. Горбачевич, компьютерное оформление В. В. Семенова; использованы следующие материалы: Атлас СССР, 1986; Геологический атлас России. М-6 1:10 000 000 (Отв. ред. А. А. Смыслов 1996; Комплект геохимических и эколого-геологических карт России. Масштаб 1 : 5 000 000 (Гл. ред. В. П. Орлов, Э. К. Буренков, Г. С. Вартанян, 1994; Экологическая карта России (состояние окружающей природной среды), Масштаб 1 : 8 000 000, 1996)

I. Территории деструкции природной среды под воздействием различных типов антропогенной (техногенной) деятельности		
Типы функциональной нагрузки на природную среду		Компоненты природной среды, подвергающиеся деструкции в результате техногенного воздействия
	Промышленный комплексный (промышленно-селитебные агломерации с входящим аграрным	Состав и температура приземного слоя атмосферы, почвенно-растительный покров, структура грунтов, динамика поверхностных и подземных вод, геохимические характеристики почв, грунтов, поверхностных и подземных
	Горнопромышленный комплексный (горнодобывающие предприятия с ГОК, ГМК, промышленными центрами и	Состав и температура приземного слоя атмосферы, почвенно-растительный покров, структура грунтов, динамика поверхностных и подземных вод, геохимические характеристики почв, грунтов, поверхностных и подземных
Горнодобывающий специализированный	 Рудники	Состав приземного слоя атмосферы, почвенно-растительный покров, структура грунтов, крупнообъемные выемки и насыпи – отвалы, динамика поверхностных и подземных вод, геохимические характеристики почв,
	 Угольные шахты и разрезы	То же, что у рудников, при больших объемах отвалов, запыленности, риск подземных взрывов, пожаров,
	 Нефте- и газопромыслы	Нарушение структуры почво-грунтов, загрязнение поверхностных и подземных вод, изменение состава и температуры нижних слоев атмосферы – сжигание попутного газа, риск пожаров и техногенных
Аграрный специализированный	 Пахотный	Почвенно-растительный покров, структура грунтов – фрагментарно, динамика поверхностных и грунтовых вод – фрагментарно, геохимические характеристики почв, поверхностных и грунтовых вод, риск пылевых бурь
	 Пахотно-животноводческий (в лесной зоне)	Почвенно-растительный покров – фрагментарно, геохимические характеристики почв, поверхностных и
	 Пастбищный (оленоводство /а/; овцеводство, б	Почвенно-растительный покров – фрагментарно
	 Лесохозяйственный (с очаговым аграрным)	Почвенно-растительный покров – фрагментарно, динамика поверхностных и подземных вод – фрагментарно
	 Ограниченного землепользования с очаговой	Деструкция имеет узколокальный характер

--- границы территорий, характеризующихся различными функциональными нагрузками

Условные обозначения

II. Опасные природные процессы и явления, интенсифицируемые хозяйственной деятельностью

- лавины и обвално-осыпные явления
- сели
- процессы и явления, связанные с вечной мерзлотой (термокарст, наледи, термоэрозия)
- овражно-балочная эрозия
- оползни
- просадки в лессовых породах
- карст
- опустынивание (засоление, дефляция почв)
- заболачивание

III. Объекты особого экологического значения

1. Промышленные центры

- Крупные промышленные центры с разнообразными экологически опасными производствами (ТЭЦ, транспорт, металлургическое производство, химические)
- Прочие промцентры с особо экологически опасными производствами:
 - мт - металлургические
 - хм - химические
 - лх - лесохимические

2. Энергетические

- АЭС
- ГЭС

3. Транспортные

магистральные продуктопроводы:

- нефтепроводы
- газопроводы

4. Водохозяйственные

- площади
- площади

Прочие обозначения

- могильники радиоактивных отходов: а – приповерхностные; б – подводные
- загрязнения радионуклидами почвогрунтов в результате техногенных аварий:
- значительные площадные нарушения почвенно-растительного слоя или
- загрязнение акваторий

границы федеральных округов (I – Северо-Западный; II – Центральный ; III – Южный; IV – Приволжский; V – Уральский)

складчатой области. Вся эта площадь испытала среднеплейстоценовое материковое оледенение и большая часть – позднеплейстоценовое, что сказалось на преобладании в чехле рыхлых четвертичных образований ледниковых и водно-ледниковых отложений, мощность которых относительно невелика в пределах Балтийского щита, Северного и Полярного Урала и значительно больше на плитах. Природно-климатические условия региона характеризуются последовательной сменой с севера на юг тундровой и лесотундровой, северотаежной, среднетаежной и южнатаежной ландшафтных широтных зон. На Кольском п-ове встречаются ландшафты горных тундр, на Полярном Урале – тундрово-пустынно-арктические ландшафты. На большей части территории климат холодный континентальный, в юго-западных районах (Ленинградская, Псковская, Новгородская обл.) переходный к умеренному. Вечная мерзлота встречается только на севере Мурманской области, Ненецкого АО и Республики Коми и имеет в основном прерывистый характер. Выпадение осадков связано преимущественно с циклоническими массами Северной Атлантики.

Геологические и ландшафтные особенности территории определили основной функциональный характер землепользования:

- наличие крупных горнорудных районов с развитием как горнодобывающей, так и перерабатывающей сырье промышленности на Кольском п-ове;
- районы нефтедобычи и разработок каменного угля в Республике Коми;
- добычу и переработку фосфоритов и горючих сланцев в западной части Ленинградской области;
- многочисленные открытые разработки стройматериалов;
- практически повсеместную экстенсивную лесохозяйственную деятельность;
- преобладание животноводства в сельскохозяйственном производстве.

Особенности литологического состава ледниковых и озерно-ледниковых отложений и их распространения, мощность и мерзлотные условия обусловили незащищенность грунтовых безнапорных вод от техногенного загрязнения на Кольском п-ове, в восточной части Республики Коми, слабую их защищенность в пределах Балтийского щита, Республики Карелии, пеструю, резкодифференцированную картину защищенности безнапорных вод в юго-западной части округа – Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областях. Удовлетворительная защищенность грунтовых вод, за исключением речных долин, отмечается на территории Архангельской области и западной части Республики Коми. Ландшафтная, а именно почвенно-климатическая зональность, наряду с обстановками водной миграции, определяют ландшафтно-геохимические особенности территории и соответственно влияют на потенциал почв к самоочищению от техногенного загрязнения. Наиболее низким потенциалом самоочищения обладают почвы тундровой и лесотундровой ландшафтных зон, исключение здесь составляет только северное побережье Кольского п-ова, где на более высокий потенциал самоочищения от минерального загрязнения влияет близость моря. Почвы подзолистого типа, в том числе дерново-подзолистые, характерные для ландшафтов таежной зоны, наиболее широко представленные на территории округа, обладают высоким потенциалом самоочищения от минерального загрязнения и крайне низким от органического. Следует отметить, что ввиду значительной заболоченности территории этот показатель, при наличии обширных болотных массивов, резко снижается – болотно-торфяные почвы, обладающие большой

сорбционной способностью, имеют минимальный потенциал самоочищения как от минерального, так и от органического загрязнения. Здесь важно подчеркнуть, что несмотря на слабую водоотдачу, в засушливые годы болота служат основными источниками питания водотоков, и если они находятся в зонах техногенного загрязнения, это сказывается и на качестве поверхностных вод. Обилие водных ресурсов округа в целом вполне обеспечивает потребности региона, однако при этом используются, как правило, воды поверхностных водотоков и озер, а их незащищенность от загрязнения создает во многих промышленных центрах проблемы с качеством водообеспечения. Природные геохимические и гидрогеохимические аномалии в регионе имеют в основном узколокальный характер и не представляют отдельной экологической проблемы. Среди общей тенденции можно отметить превышения ПДК подземных вод по Fe и F для западной части округа, Mn – для Карелии. Гораздо серьезней стоит вопрос о радоноопасности. Значительная часть Ленинградской области, за исключением лишь южных районов, а также юго-западная и центральная части Карелии расположены в радоноопасной зоне, что связано с эманациями трещинных вод Балтийского щита. Зона повышенного риска по радону тянется широкой полосой от нижнего течения р. Сясь до границы с Эстонией, захватывая мегаполис Санкт-Петербург. Это связано как с наличием глубинных разломов, так и урано-содержащих углеродистых сланцев и фосфоритов. Повышенные содержания радона отмечены повсеместно в пределах зоны, высокие его содержания наблюдаются и в источниках.

Из природных аномалий гамма-излучения, имеющих узколокальный характер, следует упомянуть наличие таких участков в Хибинском и Ловозерском массивах Мурманской области, где они представляют опасность при горных выработках (наведенная радиоактивность). Среди других опасных природных процессов и явлений (ОПЯ), распространенных на территории округа, следует отметить:

- заболачивание – широко распространенный здесь процесс, не представляющий опасности сам по себе, но существенно ограничивающий возможности землепользования. Интенсивность заболачивания территории округа возрастает с запада на восток и северо-восток, что связано как с литологическими, так и климатическими факторами (преобладанием осадков над испарением). В последние десятилетия площади несколько сократились в результате мелиоративных работ. В засушливые годы эти массивы торфяных болот весьма серьезно пожароопасны;

- карст – второй по распространенности на территории округа вид ОПЯ. Здесь преобладает карбонатный тип, незначительные площади заняты сульфатным карстом. Карстующиеся карбонатные и терригенно-карбонатные породы чехла распространены в Ленинградской области (полосы вдоль глинта и на юго-западе), на западе Псковской области, востоке Новгородской области и Карелии, центральной части Архангельской и западной Вологодской области и Республики Коми, а также в северо-восточных районах Коми. Активность карстовых процессов здесь невысока ввиду климатических особенностей и малой агрессивности подземных вод. Карст представляет опасность не только для инженерных сооружений, но и способствует активному водообмену между грунтовыми и подземными (в том числе напорными водами), что ослабляет защищенность последних от загрязнения.

Среди остальных видов ОПЯ на территории региона локальное распространение имеют:

- мерзлотные – в зоне многолетнемерзлых пород;
- оползни – наиболее часто встречающиеся в бассейнах среднего и верхнего течения Северной Двины, а также Печоры;
- абразия берегов – на побережье Калининградской области, побережье Баренцева моря в Мурманской области, на участках Зимнего Берега Архангельской области и Малоземельской тундры Ненецкого АО. Существенное значение имеет периодическое катастрофическое разрушение пляжей в рекреационной зоне Калининградской области на Самбийском полуострове и Куршской косе;
- лавины и селевые потоки в Хибинах, Ловозерских тундрах, горах Монче- и Волчих тундр Кольского п-ова, на Приполярном и Полярном Урале, где они представляют угрозу для отдельных населенных пунктов и дорог;
- нагонные наводнения Невской губы и высокие весенние паводки, как следствие снежных зим и дружной весны на большинстве рек региона.

Техногенные факторы

Крупнейшим промышленно-селитебным центром Северо-Западного федерального округа является мегаполис Санкт-Петербург, оказывающий комплексное воздействие на все компоненты природной геологической среды не только на местном, но и на региональном уровнях. В последнем случае под влиянием города оказываются воды и донные осадки Невской губы и восточной части Финского залива. За пределами городской черты комплексному загрязнению подвергаются почвы, поверхностные и грунтовые воды в радиусе первых десятков километров ввиду обилия свалок промышленных и бытовых отходов (в том числе вблизи полигонов захоронения высокотоксичных отходов), а также вследствие аэрогенного переноса токсикантов.

Наибольший вклад в загрязнение атмосферы мегаполиса привносит автотранспорт (74 % только по выбросам диоксида азота), предприятия АО «Ленэнерго» – ТЭЦ и ТЭС (36 % от общего загрязнения воздушного бассейна), предприятия машиностроения и металлообработки (20 %). Существенные превышения ПДК в атмосфере отмечены по диоксиду азота, фенолу, аммиаку, окиси углерода, взвешенным веществам, особенно в промышленных Калининском и Невском районах. Состояние поверхностных вод в пределах городской черты – от умеренно загрязненных водоемов и рек до грязных (Охта, Оккервиль, Стрельна). Несмотря на наличие в городе крупнейшего в Европе очистного комплекса, очищается только до 70 % стоков. Из загрязняющих воды токсичных веществ лидируют железо, взвеси, соединения азота, цинка, нефтепродукты, СИАВ, регулярно отмечается сезонное бактериальное загрязнение водоемов. По загрязненности почв, даже в рекреационных зонах Санкт-Петербурга, значения ПДК по токсичным металлам превышены в десятки раз по никелю, кобальту, хрому, свинцу, меди, в разы по ртути и мышьяку. Существенно загрязнены почвы, практически повсеместно нефтепродуктами и полиароматическими углеводами, среди которых особой канцерогенной опасностью обладает бензапирен. На 1998 г. в пределах городской черты выявлено 97 локальных участков радиоактивного загрязнения.

Комплексное нарушение геологической среды происходит в районах добычи полезных ископаемых, где зачастую осуществляется и их переработка, что еще более усиливает масштабы и интенсивность негативного влияния. Среди техногенных воздействий отмечается уничтожение и нарушение почвенно-растительного покрова, изменения рельефа, естественного залегания и состояния грунтов в экзодинамических процессах (в том числе и в особенности в динамике поверхностных и подземных вод), происходит усиление интенсивности и площади поражения ОПЯ (оползней, сходов лавин, селевых потоков), геохимическое загрязнение почв и грунтов, поверхностных и подземных вод, атмосферы. Особую степень экологической опасности представляют отвалы пород и хвостохранилища ГОКов.

Наиболее значительные источники воздействия на геологическую среду из этой техногенной группы в пределах федерального округа:

- горно-добывающие и горно-металлургические предприятия АО «Североникель» и АО «Печенганикель» в Мончегорске и Никеле Мурманской области. Они ответственны за высокие значения загрязнения почво-грунтов и водоемов токсичными тяжелыми металлами (Ni, Cu, Co). Ореол загрязнения распространяется на первые десятки километров от предприятий, а кислотные дожди в результате выбросов оксидов серы имеют трансграничное распространение;

- горнодобывающие и горнообогатительные предприятия в Оленегорске и особенно в районе Кировска (рудники и апатит-нефелиновые обогатительные фабрики АО «Апатит») привели к загрязнению Хибин и прилегающей территории. В катастрофическом экологическом состоянии в результате их деятельности находится самое большое озеро Кольского п-ова – Имандра (индекс загрязнения в водозаборе г. Апатиты по элементам 1–2-го классов опасности – Sr, Pb, Mo, Be, Co превосходит ПДК), а пыльные бури с развиваемых хвостохранилищ апатит-нефелиновых фабрик покрывают Апатиты и Кировск. Наиболее токсичные элементы, содержащиеся в апатит-нефелиновых рудах, – Sr, Cd, Al, F, V. При отпалке в карьерах резко активизируются ОПЯ – обвалы, лавины, представляющие непосредственную угрозу ближайшим населенным пунктам и дорогам;

- горнодобывающие предприятия Печорского угольного бассейна. По выбросам в атмосферу загрязняющих веществ на 1995 г. занимали одно из первых мест в стране – 387,1 тыс. т при предельно допустимых 352 тыс. т. Ввиду закрытия ряда шахт в последующие годы показатели резко снизились. Расположение шахт в зоне многолетнемерзлых пород приводит к усилению ряда криогенных ОПЯ. Существенную роль в негативном воздействии на атмосферу играют шахтные воды. Обширное площадное нарушение почвенно-растительного покрова тундр в районах угледобычи и значительное отчуждение земель под отвалы и места складывания угля выводят эти территории из землепользования окончательно, поскольку тундровые ландшафты имеют чрезвычайно низкие показатели самовосстановления. Так, в Воркутинском промышленном районе только по закрытым нерентабельным шахтам безвозвратные потери земель составляют 230 га;

- нефтепромыслы Республики Коми. Основная опасность – загрязнение водотоков нефтепродуктами. В качестве примера следует упомянуть аварию на магистральном нефтепроводе в районе Усинска осенью 1994 г., когда значительному загрязнению подверглись реки Колва, Уса и Печора. Для крупных разрабатываемых

месторождений нефти характерно площадное загрязнение сети водотоков и подземных вод, а также почво-грунтов в результате эксплуатационных утечек и дальнейшей миграции загрязнения с тальми и паводковыми водами. Существенное загрязнение воздушного бассейна и почв происходит и при сжигании попутного газа. Факелы оказывают влияние на микроклимат районов добычи (площадь зоны теплого загрязнения одного факела 2–3 км²), в радиусе 250 м при длительном горении одного факела полностью уничтожается растительность. Помимо собственно загрязнения нефтепродуктами в процессе эксплуатации месторождений происходит загрязнение водных систем нефтепромысловыми сточными водами, химическими реагентами, тяжелыми металлами и радиоактивными элементами, находящимися в нефтяных коллекторах, в самой нефти и в пластовых водах:

– добыча и переработка фосфоритов и сланцев в западной части Ленинградской области. Открытая разработка и дальнейшая переработка на заводе минеральных удобрений ракушняковых фосфоритов привели к значительному загрязнению подземных вод и бассейнов р. Луга в Кингисеппском районе фосфором, сульфатами, соединениями фтора, азотно-аммонийными комплексами.

К другой группе объектов экологического риска на территории федерального округа относятся промышленные центры с особоопасными производствами:

– *черной металлургии*. Череповецкий металлургический комбинат – основной источник загрязнения Рыбинского водохранилища и окружающей территории газодымовыми выбросами, сточными водами и фильтрующимися водами из золошлаконакопителей. Загрязнение соединениями серы, азота, тяжелыми металлами;

– *цветной металлургии* (кроме упомянутых выше). Волховский, Надвоицкий, Кандакшский алюминиевые заводы – загрязнение воздушного бассейна почв поверхностных и грунтовых вод летучими соединениями фтора, (CF₄, SiF₄, HF) сернистым газом, бензопиреном, пылевыми микродисперсными частицами криолита, фтористых алюминия, натрия, кальция, лития, магния. Все перечисленные соединения высокотоксичны;

– *нефтехимическая и химическая промышленность* округа в основном сосредоточена в Ухте и Сосногорске Республики Коми, в Череповце, Новгороде и Киришах. Загрязнение происходит за счет газодымовых выбросов в атмосферу, стоков промышленных вод, утечек нефтепродуктов. Наиболее подвержены загрязнению поверхностные воды;

– *лесохимическая и деревообрабатывающая промышленность*. Относится к наиболее опасной группе техногенных факторов, загрязняющих окружающую среду. Максимальную опасность ввиду технологических особенностей представляют целлюлозно-бумажные комбинаты (ЦБК). Загрязняющие агенты предприятий – газодымовые выбросы в атмосферу и промышленные стоки, почво-грунты и особенно поверхностные водоемы и водотоки, донные отложения, грунтовые воды. Повсеместно в районах действия ЦБК отмечается загрязнение ртутью, мышьяком, щелочами, фенолами, другими токсичными органическими веществами. Среди крупных ЦБК региона Светлогорский и Сясьский в Ленинградской области (стоки последнего существенно влияют на качество воды в р. Сясь и юго-восточной части Ладоги), Сегежский, Питкярантский и Суоярвинский в Карелии, Архангельский, Новодвин-

кий и Котласский в Архангельской области, Сыктывкарский в Коми. Аварийные сбросы, приведшие к загрязнению северно-западную часть акватории Ладоги, привели к закрытию в начале 1990-х годов Приозерского ЦБК, что значительно повлияло на экологическое оздоровление крупнейшего озера Европы.

На экологическое состояние морских бассейнов региона существенное воздействие оказывают крупные морские порты и военно-морские базы. Интенсивная деятельность в прибрежной зоне, стоки промзон с транспортных терминалов, загрязнение нефтепродуктами, бытовыми отходами и технологическими водами (в том числе балластными) с судов, не только способствуют загрязнению собственно акватории, но и всей береговой зоны, существенно снижая ее хозяйственный и рекреационный потенциал. Особенно негативны последствия от кладбищ брошенных неутилизованных судов, и в первую очередь от стоянок отслуживших атомных подлодок на базах ВМФ. Источниками загрязнения акваторий являются морские торговые порты и базы океанического флота в Калининграде, Пионерске, Санкт-Петербурге, Выборге, Ломоносове, Мурманске, Архангельске, Кемь, Кандалакше, Нарьян-Маре, Петрозаводске. Все большую роль в изменении экологической обстановки на побережье Финского залива будут играть развивающиеся крупные портовые комплексы Усть-Лужский, Приморский, Высоцкий. Среди военно-морских баз, также являющихся источниками загрязнения, следует отметить объекты ВМФ в Балтийске, Кронштадте, Высоцке, Североморске, Гренихе, Северодвинске.

Особое место в техногенном загрязнении региона занимают площади, загрязненные радионуклидами в результате Чернобыльской аварии (всего около 1200 км²), они расположены на западе Ленинградской области в Гатчинском, Лужском и Кингисеппском районах. Ввиду длительного (30 лет) полураспада радиоизотопа Ce_{137} и ландшафтных особенностей местности (обилие озер и болотных массивов) на этой территории экологическая опасность сохраняется до сих пор.

Специфичной экологической проблемой для северных районов федерального округа является космодром в Плесецке Архангельской области, представляющий собой мощный источник загрязнения не только для смежных площадей, но и удаленных территорий Кольского п-ова, акваторий Белого и Баренцева морей. Очаги опасного техногенного загрязнения в этих районах связаны с падением отработанных ступеней ракет-носителей, где могут находиться остатки несгоревшего высокотоксичного топлива. С учетом долговременной деятельности объекта и суммарного количества запусков, произведенных за несколько десятилетий (первые тысячи), можно представить ориентировочный масштаб этой проблемы, поскольку данными о планомерном поиске, эвакуации отходов такого рода и последующей рекультивации местности в точке падения мы не располагаем.

Потенциально экологически опасные объекты на территории округа – места захоронения радиоактивных отходов в Ленинградской, Мурманской и Архангельской областях, в акватории Баренцева моря к западу от о. Колгуев. Потенциально опасны и затампонированные скважины проведения подземных ядерных взрывов в районе Кировска в Мурманской области, на Зимнем Берегу Архангельской области в Большеземельской тундре Ненецкого АО, в восточных и северо-восточных районах Коми. Потенциальную опасность представляют Ленинградская и Кольская АЭС, научно-исследовательские реакторы Санкт-Петербурга и энергоустановки атомного флота.

Существенное влияние на экологическую ситуацию территории округа оказывает экстенсивная вырубка лесов, особенно в Мурманской, Архангельской, Ленинградской областях, Карелии и Коми. Массовое сведение леса влияет на изменение гидрологического режима – обуславливает изменение динамики поверхностных и подземных вод, что существенно активизирует эрозию, карст и оползневые процессы.

Сельскохозяйственное производство в регионе сосредоточено в основном в западной части округа и вблизи крупных населенных пунктов, по долинам крупных рек. Наиболее негативно влияют на геологическую среду птицефабрики и животноводческие комплексы, но их воздействие носит преимущественно локальный характер. Загрязнению этого типа подвержены в первую очередь малые реки, где отмечается наличие бактериального загрязнения, загрязнения соединениями азота, тяжелыми металлами.

Значительное воздействие в последние десятилетия на экологическое состояние геологической среды целых районов, особенно в Ленинградской области, оказывают садоводства. Это проявляется в сведении лесов, понижении уровня грунтовых вод в результате мелиорации и водозаборов многочисленными скважинами, в образовании поясов свалок бытовых отходов вокруг дачных поселков, загрязнения нефтепродуктами от автотранспорта.

Таким образом, на территории округа показатель техногенного воздействия на геологическую среду резкодифференцирован и имеет очаговый характер по указанным выше причинам.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ОКРУГ

Природные факторы

Территория округа целиком расположена в пределах Русской плиты на Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины, в южнотаежной, лесостепной и степной ландшафтных зонах. Морфологические особенности поверхности связаны со строением дочетвертичного рельефа, особенностями ледникового покрова и эрозионно-денудационными процессами вне зоны оледенения на юго-западе и востоке региона.

Минерально-сырьевая база региона, ландшафтные особенности и историко-географическое положение обусловили характерные черты землепользования: высокую плотность населения и обилие промышленно-селитебных объектов, развитую транспортную инфраструктуру, наличие крупнейшего железорудного бассейна страны КМА, буро-угольного московского бассейна и мощного пахотного земледелия в южных и восточных районах.

Потенциал самоочищения ландшафтов на территории округа характеризуется для северных районов в пределах южнотаежной зоны как высокий для минеральных загрязнителей и низкий для органических. Для южных районов лесостепной и степной зон он имеет средние и ниже среднего значения для минерального загрязнения и относительно высокие для органического из-за наличия мощных почвенных горизонтов. Защищенность подземных безнапорных вод региона объясняется как невыдержанностью водоупоров в рыхлом чехле, так и относительно малой мощностью зоны аэрации. Относительно большая защищенность безнапорных подземных

вод в северной и центральной части территории округа, что связано с распространённостью здесь моренных суглинков, и на юго-западе, где зона аэрации достигает 10 м и более, а в покровных отложениях существенную роль играют лессы и лессовидные породы.

Из ОПЯ на территории федерального округа значительны следующие явления:

- карстовые процессы в Тверской, Московской, Тульской, Курской, Белгородской и на западе Воронежской области;
- эрозионные на всей территории (за исключением северо-западных и северных районов);
- суффозионные просадки в южных районах;
- оползни по берегам рек и в прибортовых частях террас, особенно характерные для центральных и южных районов;
- дефляция почв в южных и юго-западных районах.

Из-за значительных техногенных нагрузок практически все перечисленные разновидности опасных экзогенных процессов имеют тенденцию к росту, а площади с высокой и средней степенью поражённости напрямую связаны с интенсивностью техногенеза.

Радоноопасности подвержены юго-западные и северо-восточные районы Белгородской области, западные и юго-восточные Воронежской.

Техногенные факторы

На территории Центрального округа находятся две промышленно-селитебные агломерации: Московская и Тульская.

Московская городская агломерация сложилась на многопрофильной промышленной базе крупнейшего мегаполиса страны и городов-спутников, расположенных непосредственно в зоне ее инфраструктурного влияния в радиусе 100 км, где преобладают:

- многопрофильное машиностроение (Электросталь, Щелково, Мытищи, Подольск, Коломна, Люберцы, Климовск);
- цветная металлургия (Подольск, Балашиха);
- текстильная промышленность (Щелково, Ногинск, Зарайск, Орехово-Зуево, Серпухов, Озеры);
- химическая (Орехово-Зуево, Серпухов, Воскресенск, Мытищи, Апрелевка).

На территории только Москвы расположено свыше 4200 промышленных и автотранспортных предприятий и организаций, являющихся загрязнителями атмосферы. В их числе и 2500 автотранспортных хозяйств, нефтеперерабатывающие, металлургические и химические производства, 12 ТЭС, 63 тепловых и квартальных станций, 103 отопительных котельных и более 1200 промышленных, коммунально-бытовых котельных. Приведенные цифры позволяют представить масштабы техногенной нагрузки, и прежде всего на воздушный бассейн. Несмотря на перевод объектов тепло- и электроэнергетики на газ и общий спад производства в 1990-е годы, валовой объем выбросов загрязняющих веществ в 2000 г. составил по Москве 1746 тыс. т. Основным источником загрязнения воздуха является автотранспорт (до 93,7 %) при общей численности более 2,3 млн автомашин всех классов. Средние концентрации токсичных веществ в атмосфере города составили на 2000 г.: по диоксиду азота 1,5–3,0; по формальдегиду 2,3; фенолу 1,5 ПДК.

По городу ситуация состояния воздуха оценивается как умеренно неблагоприятная, а в районах влияния автомагистралей и на Садовом кольце как крайне неблагоприятная. Дополнительная проблема атмосферного воздуха столицы связана с переносом загрязненных воздушных масс из близлежащих промцентров, а в экстремально засушливые годы с горением торфяников, что происходит раз в 10–15 лет. Естественно, что «подфакельное» влияние Москвы существенно влияет на загрязнение почв, поверхностных и грунтовых вод и за ее пределами в юго-восточном, юго-западном и северо-восточном направлениях на многие десятки километров по пути движения циклонических масс.

В загрязнении воздушного бассейна этой части региона большая роль принадлежит и энергетическим, химическим, металлургическим и машиностроительным предприятиям городов-спутников, входящих в агломерацию.

По загрязнению поверхностных и грунтовых вод в Московской агломерации лидируют объекты жилищно-бытового хозяйства, предприятия нефтехимической и текстильной промышленности, транспорт, снегосвалки (в последнее время стали использоваться технологии по утилизации загрязненного убранного снега, что несколько снизило остроту проблемы загрязнения талыми водами). Воды бассейна Москва-реки характеризуются критическими значениями соединений меди, нитритного азота, железа, нефтепродуктов, а ниже Курьяновской и Люберецкой станций азотации загрязнение достигает максимальных концентраций, составляя по фенолам 40–42, по железу 40–47, по соединениям меди 32–35 значений ПДК. Москва-река, характеризуемая по принятой классификации на всем своем протяжении как грязная или очень грязная, является притоком Оки с вытекающими в прямом смысле последствиями. Повышенная кислотность сточных вод – причина агрессивности грунтовых вод, при попадании их в меловые отложения резко активизируются карстовые процессы. Загрязнение подземных, в том числе напорных вод, происходит как за счет усиления фильтрации загрязненных грунтовых вод при наличии обширной, диаметром более 150 км депрессионной воронки эксплуатируемого водоносного горизонта (при снижении уровня до 80–112 м), так и при разрушении старых водозаборных скважин, износ которых превышает 75 %. Деградация почвенно-растительного слоя в большей или меньшей степени характерна для всей промышленной агломерации, достигая максимума в собственно мегаполисе, где сформированы техногенные почвы практически на всем его пространстве. Загрязнение почв Москвы носит комплексный характер, в котором наряду с атмосферным газо-пылевым и воздушно-капельным фактором играют наиболее существенную роль и талые воды с обилием соли (применяемой как противогололедное средство), и нефтепродукты. Для общего загрязнения почв характерны высокие содержания свинца, цинка, кадмия, ванадия, молибдена, ртути, олова, хрома, нефтепродуктов. Геохимические аномалии почв в зоне городской черты связаны не столько с предприятиями, сколько с многочисленными свалками промышленных и бытовых отходов. Из наиболее экологически опасных подвижных форм металлов существенно превышены региональные фоновые значения по кадмию, олову, хрому, свинцу, цинку, никелю. Одной из главных экологических проблем, характерных для любого мегаполиса и тем более промышленной агломерации, является хранение и утилизация отходов. Из регистрируемых 13 млн т отходов за год в Москве перерабатывается 15 % промышленных

и сжигается 8 % бытовых. Свалки, в значительной части несанкционированные, являются источником постоянного комплексного воздействия на геологическую среду, реальная оценка влияния которых весьма затруднена.

Тульско-Новомосковская промышленно-селитебная агломерация образована промышленными узлами Тулы, Новомосковска, Щекино, Киреевска, Богородска с металлургической, машиностроительной и химической специализацией промышленности и расположенного здесь же горнодобывающего комплекса, осуществляющего закрытую разработку бурого угля. Характер производств определяет специфику вредного воздействия на геологическую среду:

- локальное нарушение естественного залегания и деформация горных пород в результате разработок бурого угля;

- распространение техногенного рельефа и ландшафтов за пределами промышленно-селитебных центров в результате отвалов в районе шахт;

- значительное загрязнение воздушного бассейна в зоне влияния агломерации, соединениями углерода, азота, серы, пылевыми частицами, основными источниками которых являются автотранспорт, энергетические промышленные предприятия, шахты и терриконы;

- изменение гидродинамических характеристик подземных вод с образованием депрессионной воронки 110 × 70 км при снижении уровня в 50 м;

- изменение геохимических характеристик почв угольной пылью, тяжелыми металлами, нефтепродуктами – поверхностных, грунтовых и подземных напорных вод в результате промстоков и коммунальных бытовых стоков и шахтных вод, а также аэрогенного загрязнения (на долю угледобывающих предприятий Подмосквового бассейна по состоянию на 1995 г. приходилось 16,2 тыс. т выбросов загрязняющих веществ), при этом ареал техногенного загрязнения, перемещенного воздушным путем, имеет ориентировку в северо-западном, северо-восточном, юго-восточном и юго-западном направлениях, и на значительной площади его негативное влияние усиливается «чернобыльским следом».

Крупнейшим в регионе является горнопромышленный комплекс Курской магнитной аномалии (КМА). Расположенный в пределах густонаселенной территории с интенсивным и многопрофильным сельскохозяйственным производством, он оказывает масштабное негативное воздействие на геологическую среду не только собственно промзон, но и прилегающих территорий. Месторождения крупнейшего в мире железорудного бассейна обрабатываются как закрытым, так и открытым способом. Наиболее крупными горнопромышленными объектами, осуществляющими разработку месторождений карьерами, являются Лебединский, Стойненский и Михайловский ГОКи, включающие, кроме собственно выработок, отвалы вскрышных пород, дробильно-обогащительные фабрики с хвостохранилищами. Лебединский и Стойненский ГОКи, совместно с Оскольским металлургическим комбинатом (ОМК), оказывают комплексное воздействие на все компоненты геологической среды значительной части Белгородской области, а именно [Недра России, 2002]:

- механическое нарушение естественного залегания пород чехла и докембрийского фундамента с возникновением техногеннообусловленных обрушений и осыпаний бортов карьеров, оползней и провалов как результат разрядки геодинамических

напряжений горновзрывных работ и образования обширных техногенных пустот под шахтами (только в районе шахты им. Губкина около 40 млн м³);

– возникновение техногенных ландшафтов и рельефа с выведением из сельхозоборота 100 тыс. га черноземных земель (собственно общая площадь карьеров составляет около 200 км², а с отвалами вскрышных пород и транспортной инфраструктурой только в районе Губкин–Старый Оскол более 500 км², с ежегодным складированием в отвалы по всем предприятиям КМА на протяжении десятков лет до 25 млн м³ вскрышных пород);

– нарушение гидродинамического режима – площадь депрессионной воронки, возникшей в результате откачек шахтных и карьерных вод в районе Губкин–Старый Оскол – составляет 380 км² при падении уровня в ее пределах на 10 м. Радиус нарушения подъярских водоносных горизонтов составляет 80 км, а дренируемые карьерами малые реки исчезли или резко в разы уменьшили сток, фильтрация вод из хвостохранилищ приводит к заболачиванию смежных территорий, в том числе заповедника Ямская Степь, стекание дренажных вод к водозаборным скважинам способствует прогрессирующему загрязнению эксплуатируемых меловых водоносных комплексов;

– загрязнение воздушного бассейна происходит как вследствие добычи, так и переработки руд на обогатительных фабриках и ОМК, работы автотранспорта, пыления вскрышных пород и хвостохранилищ. Наиболее крупные поставщики атмосферного загрязнения – горновзрывные работы (только на Лебединском и Стойленском ГОКах происходит до 30 тыс. т горнопылевых выбросов в год). Общий объем выбросов в атмосферу в Губкинско-Старооскольском районе оценивается в 38 тыс. т/г. Преобладают выбросы пыли 66 %, среди газовых 58 % составляют оксиды углерода, 32 % оксиды азота, 9 % оксиды серы.

Из-за повышенных концентраций в железистых кварцитах урана и тория в дымовом шлейфе фабрик окомкования на расстоянии 15 км фиксируются радиоактивно загрязненные частицы (Михайловский ГОК);

– геохимическое загрязнение поверхностных, грунтовых и подземных вод связано как с промышленными стоками ГОКов и ОМК, фильтрацией вод из хвостохранилищ и откачкой карьерных и шахтных вод, так и с аэрогенным переносом. Для малых водотоков характерно загрязнение нефтепродуктами, взвешенными частицами, фосфатами, аммонийным и нитритным азотом, Fe, Mn, Cu, в несколько раз превышающих по содержанию ПДК. В подземных водах за счет изменения условий и качества фильтрационных вод возросла минерализация, появились тяжелые металлы, нитраты и нитриты;

– загрязнение почво-грунтов осуществляется в основном аэрогенным путем и талыми водами. Максимальное загрязнение почво-грунтов отмечается на площади 500 км² в Губинско-Старооскольском горнопромышленном районе, где среди элементов-токсикантов наиболее распространена Cd, Pb, Zn, Cu, Ca, при этом содержания этих элементов в почвах превосходят кларковые в несколько раз (в радиусе до 15 км от Лебединского ГОКа). Здесь из-за техногенного загрязнения не рекомендуется использование зерновых, плодово-ягодных и кормовых культур – аномально высокие содержания токсикантов (выше кларковых) отмечаются в ряде проб даже на удалении на 25 км от карьера Лебединского ГОКа.

Серьезную проблему на территории КМА представляет наведенная радоноопасность, что связано с выработками, отвалами и хвостохранилищами радонопроецирующих пород и руд и выводом на поверхность эманулирующих тектонических структур. Радоноопасными признаны Губинско-Старооскольский и Михайловский районы КМА, где замеры показали значения коэффициента эманирования 40–70 % при объемной активности радона от 50 бк/м³ и выше.

Среди промышленных центров с экологически опасными производствами на территории федерального округа, кроме названных, следует отметить: Липецк – металлургическая и цементная промышленность (загрязнение воздушного бассейна по формальдегиду – 11 ПДК, по пыли, диоксиду азота, фенола, бензопирена – 2–3 ПДК); Ярославль, Воронеж, Курск, Рязань, Владимир, Тамбов – химическая и машиностроительная промышленность с загрязнением воздушной среды, почво-грунтов, поверхностных и подземных вод (в разной степени) оксидами углерода, азота, серы, фенолами, СПАВ, нефтепродуктами, тяжелыми металлами; Иваново, Шуя, Ковров, Кинешма – текстильная промышленность, преобладание загрязнения поверхностных, грунтовых вод и почв соединениями хлора, фосфора, азота, серы, органическими красителями, жирными кислотами, тяжелыми металлами.

Территория округа относится к наиболее пострадавшим от аварии на ЧАЭС районам России. Загрязнению долгоживущим изотопом Cs₁₃₇ подверглись области: Брянская – 11590 (весь северо-запад, запад и отчасти восток), Тульская – 11450 (северо-западные, центральные и отчасти восточные районы), Рязанская – 5400 (западные, юго-западные и центральные районы), Калужская – 1690, Воронежская – 1660, Белгородская – 1620, Курская – 1350, Тамбовская – 480 и Смоленская – 84 км². В результате аварии пострадали сотни населенных пунктов, выведены из сельскохозяйственного оборота сотни тыс. гектаров пахотных земель и ценнейшие леса Брянщины.

Активное и на большей части округа многопрофильное сельскохозяйственное производство оказывает влияние на экологическое состояние геологической среды обширных территорий преимущественно в двух аспектах:

- происходит постоянная активизация экзогенных природных процессов. В результате распашки склонов – усиление площадной и глубинной эрозии, что существенно увеличивает площадь неудобий (для Среднерусской возвышенности протяженность оврагов в среднем от 0,25 до 1,0 км на 1 км²). Дефляция с поверхности пашен способствует снижению плодородия почв;

- постоянное загрязнение почв, поверхностных и грунтовых вод происходит в результате использования пестицидов, внесения минеральных и органических удобрений, а также стоков из отстойников и с территорий животноводческих комплексов и птицефабрик в природные дренирующие системы. Токсичными компонентами при этом являются ядохимикаты, нитриты, нитраты, тяжелые металлы, болезнетворные бактерии.

К потенциально опасным техногенным объектам на территории округа относятся АЭС – Тверская, Смоленская, Обнинская, Курская, Нововоронежская, могильник ядерных отходов в Подмоскowie и полигоны хранения токсичных отходов, район проведения подземного ядерного взрыва в Ивановской области, осуществленного по программе сейсмозондирования «Глобус».

Для большей части территории округа степень техногенного воздействия определяется как сильная. Экологическое состояние территории можно оценить в целом как напряженное, а для районов промышленных агломераций, разработок месторождений КМА, районов, загрязненных радионуклидами, локальных площадей отдельных промцентров (Липецк) с экологически опасными производствами как критическое.

ПРИВОЛЖСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ОКРУГ

Природные факторы

Округ занимает территорию Среднего Поволжья и Заволжья – восточной части Русской плиты в пределах Поволжской, Камско-Вятской и Бугуруслан-Белебеевской возвышенности и низменном Мелекесском и Низком Сыртовом Заволжье. Отложения Донского оледенения распространены на северо-западе и севере региона, южнее – элювиально-делювиальные и аллювиальные в восточных и южных районах с преобладанием глинистых и суглинистых грунтов. Ландшафты региона с севера на юг – зона южной тайги, лесостепная и степная вплоть до сухих степей. Почвенно-ландшафтная зональность, в основном совпадающая с ландшафтно-климатической, характеризует последовательное снижение потенциала самоочищения от высоких значений на севере к средним в центральной части и низким в южных районах.

Минеральные ресурсы округа не отличаются разнообразием, наиболее экономически важное значение в масштабах страны имеют месторождения углеводородного сырья, калийной и каменной соли.

Безнапорные подземные воды на большей части территории слабо защищены или незащищены ввиду отсутствия в рыхлом чехле выдержанных водоупоров и мощных зон аэрации. К зоне континентального засоления относятся юго-восточные районы Саратовской области, южные – Самарской и Оренбургской областей.

По масштабам площадного распространения опасных экзогенных процессов первые места занимают овражно-балочная и речная эрозия, карст и оползни. Овражно-балочная эрозия особенно распространена в западных областях округа, речная – по берегам Волги и ее крупных притоков, где скорость размыва берегов достигает 1,5–2,0 м в год, в отдельных случаях до 3,0–4,0 м. Карстовые процессы проявлены в низовьях Оки в Нижегородской области (сульфатный тип), в республиках Марий-Эл и Татарстане, особенно в Волго-Вятском междуречье (сульфатный тип), в Самарской (сульфатный тип), Ульяновской и Пензенской областях (карбонатный тип), а также на Приволжской возвышенности к югу от Саратова, на востоке Пермского края (карбонатный тип) и Башкортостане (сульфатный тип). Проявления соляного карста встречаются на юге Оренбургской области в районе Соликамска Пермской области. Оползневые явления широко распространены по берегам Волги и водохранилищ особенно ниже Казани, а также в басс. Камы и на правобережье Волги. Оползни зачастую сопутствуют боковой (речной) и овражно-балочной эрозии, карстовым и карстово-суффозионным провалам. Среди других ОПЯ на территории округа следует отметить засоление почв и грунтов и пылевые бури в южных районах.

Техногенные факторы

По числу промышленно-селитебных агломераций и мегаполисов Поволжский федеральный округ не имеет равных в стране. К промышленно-селитебным агломерациям относятся:

- Нижегородская (Нижний Новгород с городами спутниками Бор, Дзержинск, Кстово, Павлово, Балахна и др.);
- Самарская (Самара, Тольятти, Новокуйбышевск);
- Нижнекамская (Набережные Челны, Нижнекамск, Елабуга, Менделеевск);
- Саратовская (Саратов, Энгельс).

Здесь расположены и мегаполисы Пермь, Уфа, Казань.

Промышленно-селитебные агломерации и мегаполисы обладают высоким промышленным потенциалом, включают промышленные предприятия широкого спектра, и несмотря на определенную специализацию, каждый включает энергетические, транспортные, машиностроительные и химические предприятия, большие скопления промышленных и бытовых отходов, оказывающих комплексное воздействие на геологическую среду не только на локальном, но и региональном уровнях. Общий, интегральный характер этого воздействия проявляется прежде всего вследствие размещения всех перечисленных комплексных центров загрязнения в басс. Волги, наличие же здесь цепи искусственных коллекторов загрязнения – крупнейших водохранилищ – может привести со временем к кумулятивному эффекту с труднопредсказуемыми последствиями для экосистемы региона. Следует отметить и наличие гидродинамического подпора грунтовых вод водами водохранилищ, а значит, возможное ухудшение экологических качеств безнапорных подземных вод. Кроме того, в районах мегаполисов повсеместно регистрируется усиление оползнеобразования (Нижний Новгород, Саратов, Казань) и карстовых процессов (Уфа, Самара, Нижний Новгород).

Крупные комплексы нефте- и газодобычи на территории округа сосредоточены в восточных районах Татарстана, на западе Башкортостана, Оренбургской области. Газо- и нефтепромыслы имеются в Саратовской и Самарской областях, в Удмуртии. С ними связано загрязнение почв, поверхностных и подземных вод нефтепродуктами, эксплуатационными водами, загрязнение атмосферы при сжигании попутного газа, уничтожение почвенно-растительного покрова, ведущее к опустыниванию поверхности, активизации эрозии и изменению динамики поверхностного стока. Особой экологической проблемой нефтепромыслов является радиоактивное загрязнение и загрязнение тяжелыми металлами. Тяжелые металлы и радиоактивные эманации попадают в природную среду в результате аварий и утечек, при сжигании нефти и газа, концентрируются в шламонакопителях и на оборудовании скважин. Такие факты были известны в Татарстане еще в 1950–1960-е годы и отслеживались в 1980-е.

На загрязнение поверхностных и подземных вод влияют не только технологические и аварийные утечки, но и способы отработки нефтяных месторождений. Так, установлено поступление нефти в Камское водохранилище из близрасположенных нефтепромыслов за счет фильтрации из залежи по зоне трещиноватости в результате нагнетания воды в продуктивный пласт для поддержания пластового давления.

Среди промышленных центров с экологически опасными производствами на территории округа выделяются города с предприятиями химической промышленности, что прежде всего связано с наличием соответствующей сырьевой базы – уг-

леводородным сырьем и добычей калийных солей. Предприятия химической промышленности, кроме перечисленных промышленно-селитебных агломераций и мегаполисов, имеются в Саранске, Кирове, Новочебоксарске, Балаково, Сызрани, Стерлитамаке, Салавате, Оренбурге, фабрики по производству минеральных удобрений – в Соликамске и Березниках. Технологическое загрязнение в районе деятельности этих промышленных центров углеводородами, нефтепродуктами, соединениями серы, азота, кислотами, щелочами и тяжелыми металлами за счет стоков и газодымовых выбросов изменяет геохимические характеристики почво-грунтов, поверхностных и подземных вод. Повышение агрессивности гидросферы за счет техногенного загрязнения способствует резкой активизации карста, существенно негативно влияет на пригородное сельхозпроизводство, создает проблемы с водоснабжением бытового и промышленного назначения. Так, в Соликамске и Березниках площади загрязнения водоносных горизонтов достигают 300 км². В Башкортостане и Самарской области установлено 20 участков загрязнения подземных напорных вод нефтью и нефтепродуктами, в районе Нефтекамска и Октябрьского в Башкортостане содержание нефти и нефтепродуктов в водах четвертичного и верхнепермского водоносных комплексов достигает 12, а по хлоридам 50 ПДК. Всего, по данным ВСЕГИНГЕО, на территории округа выявлено 310 очагов загрязнения подземных вод, подавляющая часть которых связана с эксплуатацией месторождений и функционированием промышленных производств.

На территории округа находятся одни из крупнейших в стране объектов водохозяйственной деятельности – водохранилища Чебоксарское, Куйбышевское, Саратовское, Волгоградское, Нижнекамское, Воткинское, Камское. Техногенное воздействие крупных искусственных водоемов на геологическую среду чрезвычайно велико и неоднозначно. К безусловно позитивным моментам следует отнести резкое снижение числа опасных паводков, создание запасов пресных вод. Негативные последствия создания крупных водохранилищ:

- изменение гидродинамического режима, приводящее к подтоплению территорий, в том числе за счет поднятия уровня грунтовых вод (подпор грунтовых вод на Самарском, Саратовском водохранилищах сказывается на расстоянии до 18 км);
- образование застойных явлений и аккумуляция токсикантов в донных илах, ухудшение качества вод на водозаборах, из-за значительной загрязненности акваторий, особенно органикой;
- активизация опасных экзогенных процессов – усиление карстовых процессов в результате подмыва карстующих пород (на берегах камских водохранилищ), образование крупных оползней на правом берегу искусственных морей Волги и Камы;
- явления наведенной сейсмичности при заполнении водохранилищ;
- изменение биоценозов водных систем;
- микроклиматические аномалии.

Приволжский регион относится к базовым сельскохозяйственным районам страны. Ввиду интенсивного пахотного земледелия происходит широкомасштабное загрязнение почв и вод пестицидами, минеральными солями (последствия внесения удобрений), животноводческие фермы и птицефабрики влияют на неблагоприятное состояние малых рек (бактериальное загрязнение и загрязнение тяжелыми металлами). Существенное влияние на геологическую среду имеют оросительные системы, широко применяющиеся в южных районах округа. Массовый полив способствует

поднятию уровня грунтовых вод, комкованию почв, их засолению и эрозии, в том числе дефляции, усилению суффозионных просадочных явлений, что отмечается в Саратовской и Оренбургской областях.

В результате аварии на ЧАЭС на территории округа имеются отдельные пятна загрязнения радионуклидом Cs^{137} : в Пензенской области (восточные районы и север) – общая площадь 3900, в Мордовии 1940, в Ульяновской 1100, в Саратовской 150, в Татарстане 170, в Нижегородской 85, и в Чувашии – 60 км².

Потенциальную экологическую опасность на территории округа представляют Балаковская АЭС, участки проведения подземных ядерных взрывов в Пермской, Оренбургской областях, хранилища ядерных отходов в Нижегородской области, под Казанью и Уфой.

Техногенная нагрузка на геологическую среду Приволжского федерального округа оценивается как средняя для большинства районов, для территории влияния промышленно-селитебных агломераций мегаполисов и нефтегазовых промыслов как сильная или критическая.

ЮЖНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ОКРУГ

Природные факторы

Территория округа включает южную часть Русской плиты, Скифскую плиту и север Кавказской складчатой системы. Поверхность ее представлена пластовыми возвышенностями на севере, Кумо-Манычской впадиной в центральной части, Прикаспийской низменностью на востоке, Ставропольским плато в центральной части и горной системой Скалистого хребта и северных отрогов Б. Кавказа на юго-западе.

Среди ландшафтов региона преобладают степи, переходящие на востоке в сухие степи, полупустынную зону и пустыню с обширными солончаками и массивами незакрепленных песков. В горах отчетливо прослеживается вертикально-поясная зональность ландшафтов: от хвойных и широколиственных лесов предгорий к альпийским лугам и ледникам высокогорий.

Почвенно-климатическая зональность равнин отвечает увеличению засушливости климата в восточном направлении с последовательной сменой типичных и южных черноземов на каштановые и темно-каштановые солонцеватые почвы и дальше до бурых пустынно-степных и бурых пустынно-степных солонцеватых почв и солончаков. В том же направлении происходит и смена потенциала самоочищения: от низкого до очень низкого для минерального загрязнения и от высокого до очень низкого для органического.

Минерально-сырьевые ресурсы региона, несмотря на значительное разнообразие (уголь в Ростовской области, газ и нефть в Волгоградской, Астраханской областях, Краснодарском, Ставропольском крае, Чечне, Калмыкии, Дагестане, молибден и вольфрам в Кабардино-Балкарии, соли в Астраханской области) не имеют общесоюзного значения и обеспечивают в основном местные и региональные потребности, некоторым исключением являются молибденовые руды Тырныауза.

Исключительная роль на уровне общесоюзного и мирового значения принадлежит лечебным минеральным водам Ставрополя. Особые ландшафтные условия и потенциал минеральных вод создали предпосылки для организации здесь двух

крупнейших в стане курортов – санаторных зон Большого Сочи и Минеральных Вод – основных здравниц России.

Большая часть региона, несмотря на наличие крупных речных систем (Волга, Дон, Кубань, Терек), испытывает острый дефицит водных ресурсов, что зависит как от климатических особенностей, так и от низкого качества из-за высокой степени загрязненности поверхностных вод (за исключением горных рек) и высокой минерализации подземных вод на востоке, относящихся к зоне континентального засоления. Безнапорные воды на всей территории региона относятся к слабозащищенным.

Ставрополье, большая часть Краснодарского края и Северного Кавказа – районы радоноопасности, здесь же отмечаются повышенные значения естественного γ -излучения. В гидрогеохимическом отношении, в первых от поверхности водоносных горизонтах, используемых для водоснабжения, на отдельных участках встречаются воды с природными геохимическими аномалиями по Se и U со значениями, превосходящими ПДК.

По последней принятой схеме сейсмического районирования России Предкавказский прогиб и Северный Кавказ относятся к сейсмоопасным районам Европейской России. В Предкавказье ожидаемая интенсивность землетрясений составляет 6–7 баллов, в горных районах до 8–9 баллов по шкале MSK-64.

Особое экологическое значение на территории округа имеют активные неотектонические процессы несейсмогенного характера. К ним относятся интенсивные чередующиеся опускания и поднятия блоков в Прикаспийской впадине, приводящие, то к подтоплению прибрежных территорий, то к отступанию моря. В результате существенные изменения происходят в динамике волжской дельты, гидрогеологической обстановке Прикаспия и Кума-Манычской впадине, их геобиоценозах. Это оказывает негативное влияние на сельхозпроизводство, создает опасную ситуацию в населенных пунктах, вызывает миграцию техногенного загрязнения.

На равнинных пространствах региона развиты овражно-балочная эрозия, по бортам долин – оползневые процессы, присутствуют суффозионные просадки в лесах, в Прикаспийской низменности происходит засоление грунтов, опустынивание, дефляция. Активность природных процессов усиливает техногенез. Для горных районов южной части территории характерны высокая лавиноопасность, сели, пульсирующие ледники, обвально-осыпные процессы, оползни, карбонатный карст. Сейсмические явления здесь существенно инициируют ОПЯ гравитационной природы. Из перечисленных экзогенных процессов наиболее существенную опасность представляют для поселков и транспортных магистралей лавины, сели, пульсирующие ледники, и если несмотря на постоянную лавинную угрозу противолавинная служба действует сравнительно эффективно, то гляциологические станции практически перестали существовать, а служба космомониторинга не создана, что и послужило причиной трагедии в 2003 г. в Кармадонском ущелье при катастрофическом сходе ледникового языка.

Процессам абразии в Южном федеральном округе подвержено более 70 % берегов Азовского моря. Здесь скорость размыва берегов достигает 3–5 м в год. Активности абразии способствует и погружение побережья вследствие неотектонических движений. На черноморском побережье абразия проявляется практически повсеместно, но особенно активна абразия в Сочи-Мацестинском районе, где она перманентно активизирует оползни. Абразия побережья на этом участке вынудила проводить

реконструкцию ж/д полотна. Берегозащитные сооружения Большого Сочи–буны, волноломы и волноотбойные стенки – имеют срок службы не более 8–10 лет, быстро разрушаются штормовым прибоем и требуют постоянного обновления. На Каспии абразии подвержено более половины побережья Дагестана.

Большая часть региона страдает от сильных паводков, как сезонных, так и циклонических. Паводки в свою очередь активизируют эрозионные и оползневые процессы, существенно осложняют экологическую обстановку связанную с техногенным загрязнением.

Техногенные факторы

Плотность населения и размещение промышленных центров, особенности хозяйственной деятельности тесно связаны с ландшафтно-климатическими факторами, исторически сложившимися транспортными путями. Большая часть населения проживает в западных и южных районах, а также в дельте Волги и Нижнем Поволжье (здесь численность населения колеблется от 50 до 100, местами до 200 человек на 1 км²). Наименее заселены Калмыкия, Северный Дагестан и астраханское Заволжье – территории с солончаковыми и песчаными пустынями и полупустынями и сухими степями. В западных районах преобладает пахотное земледелие и разнообразное животноводство, в южных и юго-восточных – наряду с пахотным земледелием садоводство, виноградарство, племенное и пастбищное животноводство, в восточных – пастбищное животноводство, бахчеводство, овощеводство.

Преобладающий характер размещения промышленности – мелкоочаговый. В пределах округа находятся две промышленно-селитебных агломерации с центрами-мегаполисами – Волгоградская и Ростовская. Волгоградская агломерация (наряду с Волгоградом (черная и цветная металлургия, машиностроение, нефтеперерабатывающая промышленность) включает и г. Волжский (химическая и нефтехимическая промышленность); Ростовская, кроме собственно Ростова-на-Дону (машиностроение, химическая промышленность), Новочеркасск, а также Шахтинский горнопромышленный узел (Шахты, Новошахтинск, Каменск-Шахтинский и др.). Промышленная специфика и географическое положение определяют как общие черты, так и особенности техногенного влияния на геологическую среду агломераций. Общим для Волгоградской и Ростовской агломераций является загрязнение атмосферы соединениями углеводорода, азота, серы; загрязнение почв, поверхностных и грунтовых вод, донных осадков нефтепродуктами, тяжелыми металлами, наличие большого числа промышленно-бытовых отходов. Особенности Волгоградской агломерации – большой удельный вес органических загрязнителей (нефтехимия), фтористых токсикантов (алюминиевый завод), распространение загрязнения на Нижнюю Волгу. Ростовская агломерация из-за наличия на севере горнопромышленной составляющей характеризуется большими площадями, занятыми техногенным рельефом с очень высоким загрязнением атмосферы и гидросферы угольной пылью, деформацией горных пород, грунтов, сбросами шахтных вод с загрязнением Северского Донца и Нижнего Дона. Из других крупных промышленных центров, оказывающих существенное воздействие на природную среду, следует отметить Краснодар, Астрахань, Новороссийск, Таганрог, Волгоград, Владикавказ, Махачкалу.

Горнодобывающие предприятия, представленные в основном газо- и нефтепромыслами, разработками молибдена, вольфрама и стройматериалов, имеют локальное воздействие на среду, исключение составляет Шахтинский район угледобычи.

Существенную роль в загрязнении, прежде всего нефтепродуктами, прилегающих морских акваторий и пляжной береговой зоны имеют портовые комплексы Новороссийска, Туапсе, Геленджика, Таганрога, Махачкалы. Например, в донных осадках Новороссийской бухты содержание нефтепродуктов достигает 300 мг на 100 г осадка, Геленджика – до 30 мг.

Значительное негативное влияние на геологическую среду территории округа оказывают объекты водохозяйственной деятельности. Водохранилища, Волгоградское, Цимлянское, Краснодарское, Чаграйское вызывают подъем уровня грунтовых вод, способствуют активизации оползневых процессов, подтоплению прибрежной зоны, вторичному засолению прилегающих земель. Зарегулированность стока Волги каскадом водохранилищ повлияло на сокращение подземного стока в низовьях Волги, что привело к резкому росту минерализации подземных вод (от 0,6 до 60 г/л).

Очень широко на территории округа развиты ирригационные системы. Использование подземных вод для орошения сельхозугодий весьма ограничено, в результате чего системы орошения включают, как правило, разветвленную сеть магистральных и распределительных каналов, зачастую не имеющих эффективного антифильтрационного покрытия, что вызывает большие водопотери и приводит к засолению прилегающих площадей (канал Волга–Чаграй). Коллекторно-дренажная сеть – обязательный элемент оросительных систем, с одной стороны она препятствует подтоплению и засолению почв, с другой, дренажные воды отличаются высокой минерализацией и загрязнением пестицидами, что влияет на уровень загрязнения акваторий при стоках в них дренажных вод (в низовьях Терека и Кумы минерализация 7–10 г/дм³ отличается от природной на порядок). Орошение способствует разрушению гумуса черноземов, структуры почв. Оросительные системы приводят к подъему грунтовых вод, что не только способствует процессам засоления, но и вызывает подтопление населенных пунктов и усиливает просадки в лессах. Эти явления отмечаются в центральных и восточных районах Прикумской равнины, на северных склонах Ставропольской возвышенности, юго-западе Кумской равнины. Общая площадь орошаемых земель только на равнинах Предкавказья составляет более 1,6 млн га.

Экстенсивное сельскохозяйственное производство на юге Европейской России привело к загрязнению почв, поверхностных (включая прилегающие морские акватории и водохранилища) и подземных вод удобрениями и ядохимикатами (в середине 1980-х их содержание в лиманах Кубани достигало сотен значений ПДК, хлорорганические пестициды в опасных и превышающих ПДК количествах содержатся в прибрежных водах и осадках Азовского, Черного и Каспийского морей), стоками многочисленных животноводческих ферм, к обмелению малых рек, активизации эрозийных процессов, дефляции.

Особый тип техногенного влияния на геологическую среду – курортно-санаторные зоны Минеральных Вод и черноморского побережья, имеющие важное рекреационное значение для страны. Здесь существуют постоянные проблемы с бытовыми отходами, стоками, качественным водоснабжением не только в крупных курортных центрах, но и в целом для всей территории курортных зон, особенно в прибрежных районах Большого Сочи.

Уровень техногенного воздействия на геологическую среду региона оценивается как средний, характер воздействия достаточно однороден и выдержан для боль-

шей части территории, исключение составляют очаговые избыточные нагрузки, характерные для промценов, а также малозаселенные пустынные районы Заволжья, Калмыкии и горные – Большого Кавказа, где такое воздействие имеет весьма ограниченный характер.

ЕКАТЕРИНБУРГСКАЯ И ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТИ

Природные факторы

Екатеринбургская и Челябинская области территориально охватывают восточные склоны Северного, большую часть Среднего и север Южного Урала и прилегающих территорий Зауралья, занимая таким образом значительную часть Уральской складчатой системы и прилегающие пространства Западно-Сибирской плиты. Значительная часть рассматриваемой территории представляет собой складчато-глыбовое средне- и низкогорье, имеющее в основном сглаженные черты горного рельефа, лишь местами значительно расчлененного. Восточная часть региона занята абразионно-денудационными и пластовыми равнинами. Значительная протяженность территории с севера на юг более чем на 1000 км и особенности рельефа обусловили сочетание широтно-зональной и высотной поясности ландшафтов: от северотаежных равнинных и тундрово-таежных горных на севере, до лесостепных и степных равнинных и лесолуговых горных на юге. В соответствии с ландшафтной зональностью происходит и изменение почвенных характеристик от подзолов, горнотундровых почв на севере до черноземов и горнолуговых почв на юге. Происходит и изменение потенциала самоочищения почв, на севере он достаточно высок для минерального загрязнения и имеет чрезвычайно низкие значения для органического загрязнения, на юге ситуация изменяется на обратную. Минерально-сырьевая база региона традиционно считалась одной из самых разнообразных и богатых, особенно по запасам рудных ископаемых, горно-технического сырья и самоцветов.

Несмотря на значительную утрату в последние десятилетия лидирующего положения в стране по удельному весу запасов сырья (из-за значительных масштабов отработки многих месторождений и открытия новых за пределами региона) ресурсный потенциал МСБ все же достаточно высок и сегодня, а по промышленному потенциалу регион по-прежнему является одним из ведущих в России.

Естественная защищенность подземных вод региона чрезвычайно слабая. Горные районы целиком относятся к незащищенным как по безнапорным, так и по напорным водам, для равнинных территорий характерна также в целом слабая защищенность как для безнапорных, так и для напорных вод. Все эти ландшафтные особенности делают особенно уязвимыми почвы, поверхностные и подземные воды к технологическому загрязнению, особенно в листах значительной плотности размещения предприятий горнодобывающего комплекса и обрабатывающей промышленности.

По естественным гидрогеохимическим характеристикам в северных горных районах отмечается превышение на отдельных участках в первых водоносных комплексах по H_2S , а в нижних водоносных комплексах на юге встречаются соленоватые воды и рассолы. Радоноопасность региона незначительна.

Из опасных природных процессов экзогенной природы в западных горных районах отмечаются карстовые явления, местами существует лавино- и селеопасность. В равнинных районах на севере местами встречаются болота, в лесостепной и степной зонах – овражно-балочная эрозия, суффозионные просадки.

Техногенные факторы

В регионе находятся два мегаполиса с многопрофильной промышленной базой – Екатеринбург и Челябинск – оказывающие значительное негативное комплексное воздействие на окружающую среду, и прежде всего на воздушный бассейн, поверхностные и подземные воды, почвы. Основные загрязняющие компоненты и масштабы загрязнения типичны для промышленно-селитебных центров такого уровня, где кроме мощных энергетических и транспортных источников загрязнения присутствуют крупные металлургические и машиностроительные производства, свалки промышленных и бытовых отходов. В перечень основных токсикантов здесь входят оксиды углерода, серы, азота, тяжелые металлы, нефтепродукты. Особенностью региона является практически повсеместное мелкоочаговое загрязнение, вызываемое многочисленными горнодобывающими и сопутствующими перерабатывающими рудное и минеральное сырье предприятиями, особенно большая плотность которых приходится на Средний Урал. Среди промцентров этой группы источники загрязнения – Нижний Тагил, Серов, Краснотурьинск, Верхняя Салда, Первоуральск, Асбест, Кыштым, Миасс, Златоуст. Копейск, Каменск-Уральский, Магнитогорск, Сатка и др. Практически во всех перечисленных пунктах экологическое состояние напряженное или критическое. Особенно подвержены перманентному загрязнению атмосфера и водная среда. Так, чрезвычайно грязными оценивается большинство водотоков, на которых расположены города Сосьва, Исеть, Тура, Миасс, Ай и др. Как правило, производства связаны с большим потреблением воды, что приводит к дефициту запасов поверхностных вод, а усиленный водозабор из скважин способствует образованию обширных депрессионных воронок (в Нижнетагильском районе депрессионные воронки достигают 3–5 км с падением уровня до 550 м), при этом усиливаются фильтрация и загрязнение подземных вод.

В 1980–90-е гг. стала широко известна авария на предприятии «Маяк» под Кыштымом, в результате теплового взрыва в 1957 г. было выброшено в атмосферу до 15 т радиоактивных веществ, а радиоактивный след охватил площадь в 1000 км², распространившись на Екатеринбургскую (Свердловскую), Челябинскую, Тюменскую и Курганскую области. До сих пор серьезную опасность представляют открытые хранилища радиоактивных отходов – пруды-отстойники и естественные могильники токсикантов – болотные массивы в пойме р. Тега, оз. Карачагой. Дефляция радиоактивных илов из зоны осушения водохранилищ и озер происходила в 1967, 1969–1972 гг., при этом общая площадь загрязнения радиоактивной пылью с содержанием Cs⁻¹³⁷ и Sr⁻⁹⁰ составила 2700 км².

Под пахотное земледелие в основном заняты лесостепные и степные районы в восточной, центральной и южной частях региона. Здесь же есть участки выборочного орошения, не имеющие значительного влияния на геологическую среду. С пахотным земледелием связано загрязнение почв и вод пестицидами и минеральными удобрениями, что наряду с высоким уровнем промышленного загрязнения усугубляет экологическую обстановку. Животноводство развито преимущественно в зоне влияния крупных промцентров. Мощный фон от техногенного загрязнения последних сказывается на качестве мясомолочной продукции.

Техногенное воздействие на геологическую среду региона оценивается как очень значительное, исключение составляют лишь северные и северо-восточные районы. Экологическую обстановку во многих промышленных центрах следует оценивать

как тяжелую или критическую. Особенность региона – значительная продолжительность техногенной нагрузки (регион относится к старой горнопромышленной базе России, где добыча и переработка сырья осуществлялись в течение нескольких веков), природный потенциал самовосстановления практически исчерпан, а природные экологические системы во многом приобрели черты природно-техногенных комплексов со своей морфологической, ландшафтной, гидрогеологической и геологической спецификой.

ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ ВСЕМИРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ЗАПАДА РОССИИ И УРАЛА

Объектами геологического наследия (ОГН) являются геологические объекты, имеющие научное, культурное и (или) эстетическое значение, как охраняемые, так и предлагаемые к охране. Методика их выявления и изучения разработана во ВСЕГЕИ [Лапо, 2001, 1993].

Согласно постановлению Правительства РФ № 900 «Об особо охраняемых геологических объектах, имеющих научное, культурное, эстетическое, санитарно-оздоровительное и иное значение» [Постановление..., 2001], геологические объекты такого рода приобретают свой официальный статус и охраняются в соответствии с Федеральным законом «Об особо охраняемых природных территориях» (1995). Единичные ОГН России, содержащие археологические артефакты, приобрели статус объектов культурного наследия – памятников археологии федерального значения в соответствии с указом Президента РФ «Об утверждении Перечня объектов исторического и культурного наследия федерального (общероссийского) значения» (1995). Объектами охраны всемирного значения являются территории всемирного наследия, статус которых определяется «Конвенцией об охране Всемирного культурного и природного наследия», принятой ЮНЕСКО в 1972 г. и ратифицированной СССР в 1988 г. [Александров и др., 2000].

Запад России и Урал являются лидерами на территории Российской Федерации в деле охраны ОГН. В настоящее время здесь под охраной государства находится не менее 700 геологических памятников (преимущественно в статусе памятников природы регионального значения). Значительную их часть составляют объекты геоморфологического типа, выделяемые в качестве памятников природы не по научной значимости, а главным образом из-за живописности.

Часть ОГН охраняется в виде заповедников, заказников и национальных парков, а также памятников археологии (Каргалинские медные рудники). Вместе с тем, многие важные в геологическом отношении объекты, имеющие, как представляется, всемирное значение, охраняются частично или не охраняются. Их необходимо взять под охрану (табл. 14).

Преобладающими среди ОГН всемирного значения (13 из 35) являются объекты с доминантой палеонтологического типа, на которых представлены ископаемые остатки различных групп фауны (от вендских бесскелетных Metazoa до триасовых позвоночных и юрских моллюсков). Присутствуют также ОГН стратиграфического типа – стратотипы ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми, а также всемирно известные разрезы палеозоя по р. Кожим. Значительная часть объектов руднолитопетрологического типа – Хибинский, Ловозерский и Ковдорский ще-

лочные массивы, Ильменогорский метаморфический комплекс, Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив и др. (на некоторых из них представлен также и минералогический тип). ОГН историко-горногеологического типа находятся главным образом на Урале – Каргалинские медные рудники, Мурзинско-Адуйская самоцветная полоса, Березовское месторождение золота, Изумрудные копи. Главный габброидный пояс Урала. ОГН других типов геологического наследия менее распространены.

Из представленных в табл. 14 и на рис. 77 ОГН всемирного значения 14 расположено на охраняемых территориях, 5 частично охраняется, 16 не охраняется и предлагается к охране. На территории Всемирного природного наследия «Девственные леса Коми» расположены охраняемые ОГН Разрезы палеозоя на р. Кожим.

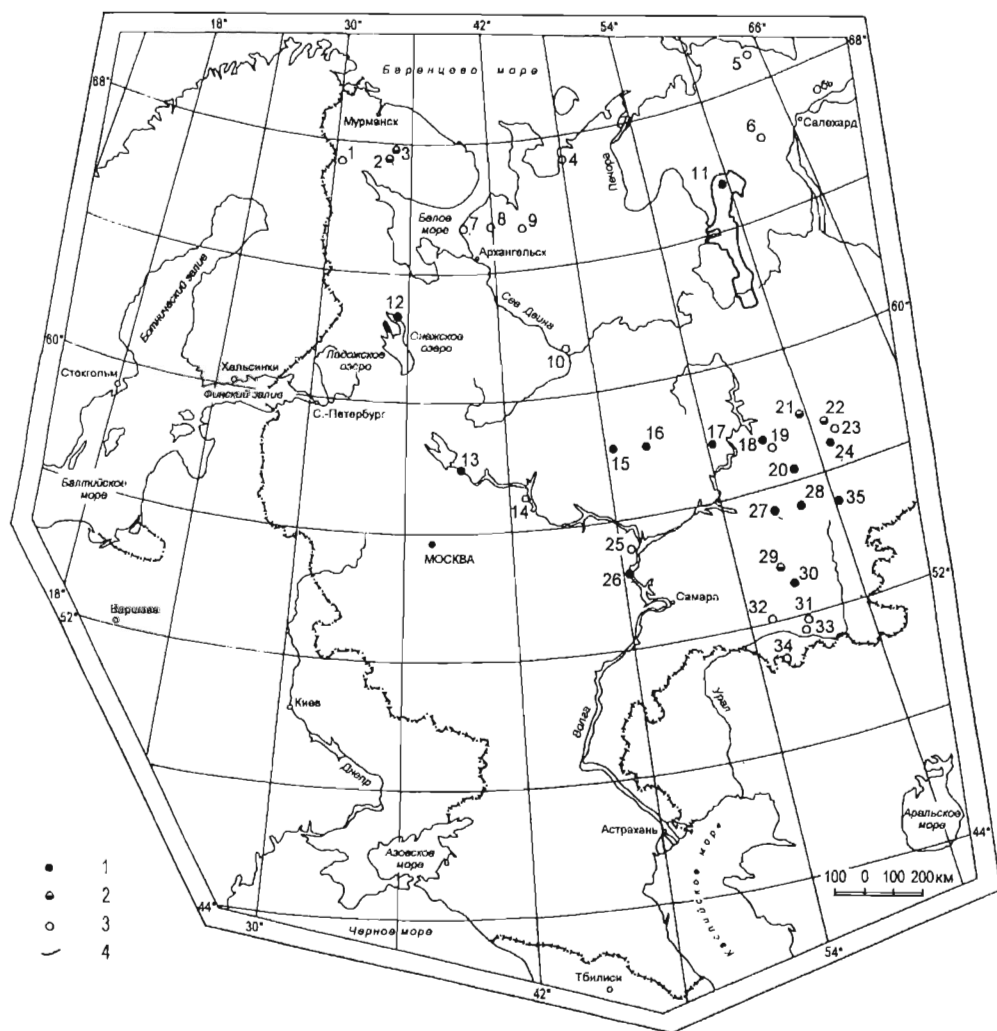


Рис. 77. Объекты геологического наследия
1 – охраняемые; 2 – частично охраняемые; 3 – предлагаемые к охране; 4 – границы территории всемирного природного наследия «Девственные леса Коми». Цифры на карте – номера объектов

ОХРАНЯЕМЫЕ И ПРЕДЛАГАЕМЫЕ К ОХРАНЕ ОБЪЕКТЫ

Номер п/п	ОГН	Охраняемые и предлагаемые к охране территории
1	Ковдорский щелочной массив	Предлагается к охране
2	Хибинский щелочной массив	Частично охраняется. ПП* Астрофиллиты г. Эвеслогчорр (федеральный)
3	Ловозерский щелочной массив	Частично охраняется. ПП Залежь Юбилейная (федеральный), Пегматиты горы Малый Пункуруайв (региональный)
4	Местонахождение отпечатков позднедевонской флоры восточного побережья Чешской губы	Предлагается к охране
5	Карская астроблема	Предлагается к охране
6	Войкаро-Сыньинский ультрабазитовый массив офиолитовой ассоциации	Предлагается к охране
7	Местонахождение остатков бесскелетной фауны венда Зимнего Берега	Предлагается к охране
8	Местонахождение отпечатков позднепермских насекомых Саяна	Предлагается к охране
9	Местонахождение костей позднепермских позвоночных (тетрапод) на р. Мезень	Предлагается к охране
10	Местонахождение костей позднепермских позвоночных (тетрапод) на р. Малая Северная Двина	Предлагается к охране
11	Разрезы палеозоя на р. Кожим	Охраняется. ТВПН** «Девственные леса Коми» (всемирный), ПП «Югыд ва» (Федеральный Кожимский заказник (региональный))

ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ (ОГН) ЗАПАДА РОССИИ И УРАЛА

(Сост. А. В. Лапо, 2004)

Доминантные типы	Краткая характеристика
Рудно-лито-петрологический	Петротип щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов с месторождениями железа, апатита, флогопита и вермикулита (Римская-Корсакова, Краснова, 2002)
Минералогический, рудно-лито-петрологический	Один из крупнейших в мире щелочных массивов (1327 км ²) с уникальными апатит-нефелиновыми месторождениями; уникальное (около 500) разнообразие минералов (более 150 новых); изучался А. Е. Ферсманом; проводились экскурсии 17-го МГК*** (1937) и 27-го МГК (1984) (Хомяков, 1990; Яковенчук и др., 1999)
Минералогический, рудно-лито-петрологический	Петротип агапитовых нефелиновых сиенитов и уртитов; уникальное месторождение лопаритовых и эвдиалитовых руд; большое разнообразие минералов; изучался А. Е. Ферсманом (Хомяков, 1990; Пеков, 2001)
Палеонтологический	Богатое местонахождение прекрасно сохранившейся франской флоры с преобладанием археоптериковых (Снигиревский, 1997)
Космогенный	Крупная астроблема диаметром 65 км; возраст 70±2,2 млн лет (Гигантские..., 1994; Юшкин и др., 2003)
Рудно-лито-петрологический, палеотектонический	Самый крупный в России и наиболее хорошо выраженный массив офиолитовой ассоциации; изучался А. Н. Заварицким; проводились международные экскурсии (Савельева, 1987)
Палеонтологический	Самое крупное и представительное в Евразии местонахождение остатков беспозвоночных венда (Очерки по геологии..., 2000; Федонкин, 2001)
Палеонтологический	Крупнейшее в Европе местонахождение остатков позднепермских насекомых (Очерки по геологии..., 2000; Новокшинов и др., 2004)
Палеонтологический	Разобщенные местонахождения единого «поля смерти» – костей десятков тысяч особей рептилий, зачатую прекрасной сохранности (Очерки по геологии..., 2000; Новиков, 2000)
Палеонтологический	Богатейшее местонахождение хорошо и полно сохранившихся скелетов амфибий и рептилий, открытое В. П. Амалициким в 1896 г., из коллекции скелетов сформирована Северодвинская галерея в Палеонтологическом музее РАН в Москве (Очерки по геологии..., 2000; Северо-Двинские..., 1921-1931)
Стратиграфический, палеонтологический, палеогеографический	Почти непрерывный разрез верхнего ордовика–нижней перми, включающий серию опорных разрезов с остатками разнообразной морской фауны хорошей сохранности, позволяющей выполнять межрегиональную корреляцию и палеогеографические реконструкции. Проводились международные экскурсии (Биота..., 1998; Опорные разрезы..., 1987; Опорные разрезы..., 1983)

Номер п/п	ОГН	Охраняемые и предлагаемые к охране территории
12	Шуньгское месторождение шунгитов	Охраняется. ПП Шуньгский разрез (региональный)
13	Тихвинское местонахождение раннетриасовых позвоночных и растений	Охраняется. ПП Тихвинское местонахождение (региональный)
14	Пучеж-Катугская астроблема	Предлагается к охране
15	Местонахождение остатков позднепермских позвоночных (тетрапод) Котельнич	Охраняется. ПП Котельнич (региональный)
16	Ухтымское местонахождение волконскоита	Охраняется. ПП Ухтымское месторождение (региональный)
17	Очерское местонахождение остатков позднепермских позвоночных (тетрапод) и волконскоита	Охраняется. ПП Ежово (региональный)
18	Кунгурская ледяная пещера	Охраняется. ПП Кунгурская ледяная пещера (региональный)
19	Местонахождение раннепермской континентальной биоты Чекарда	Предлагается к охране
20	Стратотип артинского яруса нижней перми у пос. Арти	Охраняется. ПП Гора Кашкабаш
21	Главный габброидный пояс Урала	Частично охраняется. ПП Гора Думная и Ободраный лог (региональные)
22	Мурзинско-Адуйская самоцветная полоса	Частично охраняется. Режевский природно-минералогический заказник (региональный)
23	Изумрудные копи	Предлагается к охране
24	Березовское месторождение золота	Частично охраняется. ПП Платоновская дайка с крокоитом (региональный)

Доминантные типы	Краткая характеристика
Рудно-лиго-петрологический	Уникальная концентрация специфических углеродистых пород нижнего протерозоя–шунгитов; изучался Г. П. Гельмерсен, А. А. Иностранцевым; проводились экскурсии 17-го МГК (1937) (Геологическая кладовая Карелии, 2003; Органическое вещество..., 1994)
Палеонтологический	Местонахождение, редкое по богатству, разнообразию и степени сохранности остатков позвоночных (рыб, амфибий, рептилий) и растений раннего триаса (Атлас..., 2003; Новиков, 2000)
Космогенный, историко-горногеологический	Крупная астроблема диаметром 80 км; возраст 175 млн лет (начало среднеюрской эпохи); в качестве «тектонической структуры» известна с середины XIX в.; изучалась Р. И. Мурчиным (Гигантские..., 1994)
Палеонтологический, палеогеографический	Местонахождение парейзавров, уникальное по количеству их остатков (Новиков, 2000; Хлюпин и др., 2000)
Минералогический	Местонахождение волконскоита – редкого глинистого минерала, содержащего хром (из группы монтмориллонита), распространенного исключительно в пермских отложениях Приуралья (Симакова, 1996)
Палеонтологический, минералогический	Богатое местонахождение остатков таксономически разнообразных тетрапод; волконскоит имеет породообразующее значение (Симакова, 1996; Чудинов, 1983)
Геоморфологический, геокриологический	Крупнейшая в России ледяная пещера длиной более 5,6 км; проводились международные экскурсии (Лукин и др., 1961)
Палеонтологический	Одно из крупнейших в России местонахождений отпечатков пермских насекомых; встречаются также кости амфибий, брахиозавров и остатки растений; изучалось М. Д. Залесским (Местонахождения..., 1994; Шаров, 1999)
Стратиграфический	Выделенный А. П. Карпинским стратотип артинского яруса, охарактеризованный фузулинидами, гониатитами, брахиоподами, аммоноидеями и кораллами; ранее изучался Р. И. Мурчиным, впоследствии Д. В. Наливкиным (Основные черты..., 1984)
Рудно-лито-петрологический, историко-горногеологический	Многофазный интрузивный габброидный комплекс, с отдельными фазами которого связаны разнообразные рудные объекты; место зарождения горнодобывающей промышленности России; изучался П. С. Палласом, Р. И. Мурчиным, Ф. Ю. Лесинсоном-Лессингом; проводились экскурсии 7-го МГК (1897) и др. (Иванов и др., 1999)
Минералогический, историко-горногеологический	Старинные копи самоцветных минералов, приуроченных к пегматитам Мурзинского и Адуйского массивов; место зарождения добычи самоцветов в России; изучались А. Е. Ферсманом (Емлин и др., 2002)
Минералогический, историко-горногеологический	Месторождение изумрудов – место первой находки изумрудов в России (Уральская летняя..., 1995; Попов, Жернаков и др., 1998)
Минералогический, рудно-лито-петрологический, историко-горногеологический	Месторождение золота кварцево-березитового типа в лестничных кварцевых жилах с большим разнообразием минералов; петротип березитов; место зарождения золоторудной промышленности России; проводились экскурсии 17-го МГК (1897) и 27-го МГК (1937) (Бородаевский и др., 1947; Уральская летняя..., 1995)

Номер п/п	ОГН	Охраняемые и предлагаемые к охране территории
25	Местонахождение остатков позднепермских позвоночных (тетрапод) Ишеево	Предлагается к охране
26	Лектостратотип волжского яруса верхней юры и нижнего мела Городище	Охраняется. Ульяновский палеонтологический заказник (региональный)
27	Высокодебитный источник пресных вод Красный ключ	Охраняется. НП Красный ключ (региональный)
28	Термоаномалия Янгантау	Охраняется. Гора Янгантау (региональный)
29	Стерлитамакские шиханы	Частично охраняются. ПП Юрактау, Тратау (региональные)
30	Капова пещера (Шульган-Таш)	Охраняется. Заповедник Шульган-Таш (федеральный)
31	Стратотип ассельского яруса нижней перми, разрез Ускалык	Предлагается к охране
32	Каргалинские медные рудники	Охраняется. Памятник археологии Каргалинские медные рудники (федеральный)
33	Стратотип сакмарского яруса нижней перми у ст. Кондуровка	Охраняется. ПП Нос-гора (региональный)
34	Соль-Илецкая группа местонахождений остатков пермских и триасовых позвоночных (тетрапод)	Частично охраняется. ПП Перовские Яры и Донгуз VI (региональные)
35	Ильменогорский метаморфический комплекс	Охраняется. Ильменогорский биосферный заповедник (федеральный)

* ПП – Памятник природы.

** ТВПН – Территория Всемирного природного наследия.

*** ММК – Международный геологический конгресс.

Доминантные типы	Краткая характеристика
Палеонтологический	Крупное захоронение костей амфибий и рептилий, характеризующееся их большим таксономическим разнообразием (Чудинов, 1983)
Стратиграфический, палеонтологический	Лектостратотип волжского регионаруса, охарактеризованный обильными раковинами аммонитов прекрасной сохранности; ранее изучался П. С. Палласом, Р. И. Мурчисоном, А. П. Павловым; проводились экскурсии 17-го (1897) и 27-го МП К (1984) (Митта, 1983)
Гидрогеологический	Крупнейший в России и один из крупнейших в мире карстовый источник со средним дебитом 12460 л/с (Кучеров и др., 1991)
Геотермальный	Одна из крупнейших в мире термоаномалий дискуссионного (экзогенного или эндогенного) происхождения; описана С. П. Палласом, изучалась Ф. Н. Чернышевым (Кучеров и др., 1991, Нигматулин и др., 1998)
Рудно-литогепетрологический, палеогеографический, геоморфологический	Группа шиханов, выраженных в рельефе нефтегазоносных рифовых массивов нижней перми; проводились экскурсии 17-го МП К (1937), 27-го МГК (1984) и др. (Королюк и др., 1989; Кучеров и др., 1991)
Геоморфологический	Карстовая пещера сложного строения с продолжающимся процессом карстообразования; настенная живопись палеолита, имеющая всемирное значение (Кучеров и др., 1991; Ляхницкий, 2002)
Стратиграфический	Выделенный В. Е. Руженцевым стратотип ассельского яруса, приуроченный к флишовой толще, расчленение которой произведено по остаткам фузулинид (Основные черты..., 1984; Хворова, 1961)
Историко-горногеологический	Древнейшие в России и в Северной Евразии горные выработки, эксплуатировавшиеся с перерывами с III тысячелетия до н.э. до середины XIX в. (Геологические памятники..., 2000; Черных, 1997)
Стратиграфический, палеонтологический, историко-горногеологический	Выделенный В. Е. Руженцевым стратотип сакмарского яруса, охарактеризованный обильными остатками аммонидей, конодонтов и фораминифер; ранее изучался Р. И. Мурчисоном и А. П. Карпинским (Геологические памятники..., 2000; Основные черты..., 1984)
Палеонтологический, палеогеографический, стратиграфический	Разобщенные местонахождения остатков таксономически разнообразных амфибий и рептилий, пригодные для глобальной корреляции континентальных отложений и палеогеографических реконструкций (Геологические памятники..., 2000; Новиков, 2000; Очев, 1986)
Минералогический, рудно-литогепетрологический, историко-горногеологический	Полифациальный метаморфический комплекс, где впервые были описаны миаскиты и ильменит; содержит более 260 минералов, в том числе редких, представленных крупными и необычными кристаллами; изучался П. С. Палласом, Г. Розе, Н. И. Кокшаровым, А. Е. Ферсманом; проводились экскурсии 17-го МГК (1897) и 27-го МГК (1984) (Буторина, 2001, Кобяшев и др., 2000)

В процессе изучения докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) впервые была создана объемная модель глубинного строения верхней части ее литосферы, состоящая из комплекта взаимодополняющих друг друга схем пространственного положения границ раздела земной коры и скоростных параметров толщ, отражающих структурно-вещественные особенности крупных блоков. В частности, были составлены и проанализированы карта блокового строения верхней части консолидированной земной коры, карты районирования по потенциальным полям, структурно-формационная карта фундамента, карта возраста консолидированной земной коры, четыре схемы рельефа поверхности раздела (кристаллический фундамент, внутрикоровые границы K_1 и K_2 , граница раздела кора–мантия–граница Мохоровичича), схемы мощности мегаслоев земной коры, схема расслоенности консолидированной коры и т.д.

Карты рельефа поверхностей раздела и мощностей слоев земной коры составлялись на основе обобщения материалов региональных сейсмических исследований и данных глубокого бурения. Основу структурно-формационной карты кристаллического фундамента составили результаты изучения глубоких скважин, изданные мелкомасштабные карты кристаллического фундамента, а также результаты анализа потенциальных полей. Для возрастной корреляции формационных комплексов использованы надежные (преимущественно уран-свинцовые по циркону) определения возраста на период до 2004 г.

На основании анализа составленного комплекта карт проведено районирование ВЕП с выделением блоков с разным строением земной коры и соответственно различной историей развития. В докембрии выделены четыре тектонических этапа.

Наиболее ранний (первый) этап связан с образованием областей с ареальным развитием тоналит-грандьемитовых и гранулит-гнейсовых комплексов. Они образуют тектонопары, где относительно стабилизированы области с преобладающим развитием тоналит-грандьемитовых гнейсов. На Балтийском щите к этому этапу относятся породы саамского и раннелопийского возраста (древнее 3000 млн лет), на ВКМ – обоянского комплекса древнее 3250 млн лет, на Украинском щите (УЩ) – днестровия древнее 3400 млн лет. Первичная природа этих образований остается спорной. В это время сформировалась ранняя континентальная кора.

Во **второй этап** возникли **гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и гранулит-гнейсовые пояса**. Первые из них являются более стабильными и заложились на тоналит-грандьемитовом фундаменте. Начиная с этого этапа, намечается стадийность в развитии ГЗО. Вначале возникают линейные приразломные структуры (пояса), сложенные слабометаморфизованными базит-ультрабазитовыми вулканитами. Во вторую стадию

формируются прогибы с терригенными или терригенно-вулканогенными разрезами. На БЩ обе стадии относятся к среднему и верхнему лопию (3000–2750 млн лет), на ВКМ к ним принадлежат породы александровского, лебединского и лосевского надгоризонтов (нижний–верхний лопий, 3260–2650 млн лет), а на УЩ – метаосадки и метаэффузивы азовия и днепровия (саамий–средний лопий российской шкалы, 3400–2800 млн лет). Для третьей (протоорогенной) стадии характерна простая региональная складчатость, низкотемпературный метаморфизм и гранитообразование в фундаменте. Впервые появляются плагиомикроклиновые граниты. Для гранулит-гнейсовых поясов характерны обширные структуры, осложненные интенсивной разнопорядковой складчатостью, высокотемпературный низкобарический метаморфизм до гранулитовой фации, интенсивная мигматизация от плагиомикроклинового до чарнокит-эндербитового ряда. Поэтому пока нет четкого выделения стадийности тектонического развития, однако в большинстве поясов наблюдаемые разрезы начинаются с пород ряда основных гранулитов-амфиболитов и заканчиваются кислыми гнейсами, часто с глиноземистыми минералами. На территории ВЕП известен единственный Беломорский пояс с метаморфизмом кианитового типа, расположенный между Карельской и Кольской ГЗО, являющийся энсиалической коллизионной структурой.

Третий этап – образование кратонов и протогеосинклиналей – начинается в раннем карелии после длительного (около 100 млн лет) перерыва, в результате которого на допротерозойскую поверхность были выведены архейские породы фундамента разной глубинности формирования. Для этого этапа четко устанавливается стадийность тектонического развития территории ВЕП. В пределах архейских ГЗО обособляются кратоны, вдоль границ которых на ранней стадии внедряются расслоенные массивы основного-ультраосновного состава. Внутри кратонов формируются линейные вулканогенные, вулканогенно-осадочные прогибы или осадочные бассейны. Во вторую стадию на кратонах в связи с процессами отраженной активизации вдоль зон глубинных разломов образуются линейные проторифтогенные и тафрогенные прогибы с толеит-пикритовым вулканизмом. В это время территория Беломорья сохранила черты коллизионной зоны (зоны высокобарических метаморфитов). Одновременно, вероятно, на гранулит-гнейсовом основании, закладываются и развиваются протогеосинклинали. Третья (орогенная) стадия на крагонах характеризуется слабой складчатостью, низкотемпературным метаморфизмом и внедрением единичных гранитных и щелочно-ультраосновных интрузий. В протогеосинклиналях наблюдается интенсивная складчатость, средне- и высокотемпературный низкобарический метаморфизм, интенсивная гранитизация и возникновение гранитных батолитов. На БЩ эта стадия началась около 1900 млн лет, на ВКМ и УЩ – 2050–2100 млн лет. Четвертая (посторогенная) стадия выражается в образовании локальных терригенных впадин (БЩ, ВКМ, УЩ), сменяющихся вулканоплутоническими структурами гранитов рапакиви и комагматичных им эффузивов (БЩ, УЩ).

В четвертый этап развития формируется древняя платформа и обрамляющие ее геосинклинали. Для платформы характерно возникновение красноцветных терригенных толщ, выполняющих мульдообразные впадины и авлакогены. В пери-кратоне платформы накапливаются преимущественно сероцветные осадки. Для геосинклиналей типичны мощные толщи осадочно-вулканогенных пород, смятых в сжатые, часто изоклинальные линейные складки, высокобарический зональный метаморфизм и гранитоидный магматизм. Время формирования пород этого этапа – средний–верхний рифей и нижний венд.

Региональная складчатость, высокотемпературный метаморфизм и гранитообразование (орогенные стадии) определяют время преобразования и возникновения новой консолидированной коры. Выделены **три этапа раннедокембрийской эндогенной активности**, приводящие к существенному преобразованию консолидированной земной коры (КЗК): позднеархейский (лопийский) – 2750–2600 млн лет, раннекарельский – 2150–2000 млн лет, позднекарельский (свекофеннский) – 1850–1800 млн лет. В обрамляющих ВЕП складчатых поясах рифея выделяется четвертый этап эндогенной активности с возрастом 900–1000 млн лет в ее западном обрамлении и 550–600 млн лет в восточном. Наиболее ранняя кора развита фрагментарно и представлена двумя прототипами – тоналит-трондьемитовым (ТТ) и гранулит-гнейсовым (ГГ). Мощность КЗК для обоих типов равна средним для платформы значениям (40–42 км). Характерной особенностью коры этого этапа является ее высокая основность. При этом верхняя кора ТТ вдвое превосходит таковую в ГГ.

Общая тенденция преобразований коры на позднеархейском этапе одинакова для обоих типов: отмечается слабое возрастание общей мощности и сиаличности КЗК, т. е. увеличение мощности верхней, а в ряде случаев и средней коры за счет нижней коры. В единичных случаях фиксируется увеличение мощности нижней коры за счет средней без преобразования верхней части КЗК (базификация нижней части коры).

Преобразования раннекарельского этапа приводят к возрастанию дифференцированности КЗК (от 48 до 34 км) независимо от ее первичного прототипа. Изменения же расслоенности выражены по-разному. Для ТТ усиливаются тенденции, существовавшие на архейском этапе. Для ГГ в равной степени отмечаются два вида преобразований – увеличение мощности верхней коры без изменения ее нижних частей и сокращение средней коры одновременно за счет увеличения мощности верхней и нижней.

Свекофеннский (позднекарельский) этап приводит к настолько сильному преобразованию коры, что геологические данные в большинстве случаев не позволяют определить ее исходный прототип. Существенно возрастают как мощность, так и дифференцированность КЗК. Выделяются два равнозначных по площади типа преобразований – увеличение мощности верхней коры без преобразования нижних частей (сиализация верхов коры) и сокращение средней коры за счет увеличения мощности верхней и нижней (сиализация верха при базификации низа коры).

Для рифейского этапа наблюдается резкое уменьшение мощности (до 38 км) и возрастание сиаличности КЗК.

Таким образом, для каждого этапа докембрийской эндогенной активизации характерны индивидуальные особенности в преобразовании континентальной земной коры:

- тоналит-трондьемитовая кора: $AR_1 - 42$, $AR_2 - 42 \pm 2$, $K_1 - 42 \pm 5$, $K_2 - 46 \pm 4$ км;
- гранулит-гнейсовая кора: $AR_1 - 42$, $AR_2 - 42 \pm 3$, $K_1 - 42 \pm 6$, $K_2 - 48 \pm 8$ км;
- рифейская кора: 38 ± 4 км.

В **фанерозое** структуры Европейской России формировались под влиянием двух **главных тектонических режимов – платформенного и геосинклинального**. С первым связано формирование платформенных структур, со вторым – обрамляющих их складчатых систем.

В фанерозойский эон, почти совпавший по времени с началом плитной стадии, произошли коренные изменения в условиях формирования осадочного чехла ВЕП. На смену авлакогенной «ранней» стадии платформенного тектонического режима пришла «зрелая», собственно платформенная стадия, проявившаяся в эпейрогенических слабодиф-

ференцированных погружениях обширных территорий и образовании унаследованных и наложенных структур (синеклиз, антеклиз, впадин, прогибов, сводов). Характерно широкое распространение эпиконтинентальных мелководных морских бассейнов шельфового типа на отдельных участках с некомпенсированным осадконакоплением, низкий эндогенный тепловой поток, слабый магматизм и преимущественно малоамплитудная разрывная тектоника, связанная с регенерацией разломов фундамента.

Проведенный анализ внутренней структуры осадочного чехла на всю его глубину позволил выявить, с одной стороны, его многослойное и разноплановое строение, а с другой, этапы высокой тектонической активности, опровергающие представления о тектонической пассивности древней платформы. Практически ни одна из традиционно выделявшихся платформенных структур (Московская, Мезенская, Балтийская синеклизы, Волго-Уральская антеклиза и др.) не может быть отнесена к типу «сквозных», и при тектоническом районировании платформенных структур необходимо исходить из принципа расслоенной модели осадочных чехлов, что очень важно и при минерагенических построениях.

Этапы тектонического развития осадочного чехла платформы охватывают значительно меньшие интервалы времени по сравнению с докембрием и коррелируются с тектоническими этапами обрамляющих платформу складчатых поясов.

Тектоническая активность ВЕП на протяжении фанерозоя не была постоянной, она и подчинялась общей цикличности формирования всех природных объектов – от начального, относительно спокойного, к среднему, максимально активному и заключительному циклу относительного успокоения. К первому можно отнести позднебайкальский и каледонский, ко второму – ранне- и позднегерцинские и к заключительному циклу – киммерийский и альпийский этапы.

На формирование платформенных структур и их тектоническую активность, помимо вертикальных движений, немаловажное влияние оказывали и горизонтальные тектонические движения, обусловленные развитием обрамляющих платформу подвижных поясов.

На **позднебайкальском этапе** обрамляющие подвижные пояса не оказывали активного влияния на проникновение морских трансгрессий. Они лишь поставляли обломочный материал в мелководный внутриконтинентальный бассейн, испытывавший слабодифференцированные эпейрогенические движения.

В **каледонский этап** произошло заложение геосинклинальных и рифтогенных систем, главным образом по восточной и западной границам платформы (Добруджинская, Скандинавская, Уральская). Они оказали наибольшее влияние на распространение морских трансгрессий и формирование платформенных структур. Площади раннепалеозойских палеобассейнов – самые минимальные из всех сохранившихся в современной структуре фанерозойского чехла. В ордовике впервые в Балтийском бассейне началось накопление карбонатных, а местами рифогенных пород. В конце силура–начале девона при общем ослаблении тектонической активности и сжатии подвижных поясов произошла общая регрессия каледонских бассейнов. На ТПП с этим этапом связана широкая трансгрессия моря, а на Скифско-Туранской платформе отложения этого возраста не установлены.

С **раннегерцинским этапом** связаны коренные изменения в истории. На смену поднятиям и сжатиям в обрамляющих подвижных областях пришли погружения большей части территории платформы и растяжения в пограничных областях. Наступлению

раннегерцинского этапа, знаменующего собой эпоху максимальной тектонической активности ВЕП, предшествовала крупнейшая перестройка структурного плана, предопределившая образование новых структурных форм и реконструкцию унаследованных.

Тектоническая активность этапа выразилась в реанимации старых и заложении новых зон разрывных нарушений; в проявлении магматизма, впервые для плитного периода, в образовании кольцевых вулканотектонических структур; в заложении и формировании Припятско-Доно-Мангышлакской рифтовой системы; в возникновении областей тектоно-магматической активизации, главным образом на северо-западе платформы – Кольско-Беломорской и Зимнебережной.

Сложная конфигурация огромных, часто расчлененных бассейнов, изменчивость рельефа дна и климата способствовали большому разнообразию фациальных условий, а также формационного состава, в том числе появлению новых формаций – соленосных, угленосных и др.

Следует подчеркнуть, что ранне-среднедевонская трансгрессия, наступавшая с юго-востока, перекрыла как осадочные отложения всех предшествовавших этапов формирования чехла, так и кристаллические породы фундамента на сводах анте-клиз, что характеризует базальные части девонского разреза как перспективные на поиски месторождений полезных ископаемых.

ТПП на раннегерцинском этапе отличалась сравнительно небольшой тектонической активностью и дифференцированностью движений. На Скифской плите на раннегерцинском этапе в геосинклинальных условиях накапливались кремнисто-вулканогенно-терригенная и туфогенно-терригенно-карбонатная формации, сопровождаемые интрузиями главным образом среднего состава.

К тектонически активному этапу, хотя и в меньшей степени, можно отнести и **позднегерцинский**. На востоке Русской плиты в связи с орогенезом Урала и образованием краевого прогиба континентальные бассейны поздней перми сменили морские в условиях новообразованной структурной формы – Волго-Камской моноклизы.

На юге складчатые процессы поздней перми–триаса завершили формирование палеозойского фундамента Скифской плиты и Доно-Мангышлакской складчатой системы. Последующая инверсия привела к образованию Донецкого кряжа.

На западных рубежах ВЕП осадконакопление, завершившееся в среднем карбоне, возобновилось в поздней перми. Подобная асинхронность формирования структур в разных частях платформы закономерна на всех этапах фанерозоя. По многообразию формационного содержания платформенного чехла позднегерцинский этап не уступает раннегерцинскому, но с преобладанием регрессивных и отсутствием магматических формаций. Магматические формации представлены лишь в зонах активизации Балтийского щита (Контотзерская депрессия, грабен Осло), а также в пределах Скифской плиты.

По объему накопленных осадков и их разнообразию ранне- и позднегерцинские этапы являются уникальными в общей структуре платформенного чехла. Они в наибольшей степени отражают современный структурный план, и с ними связано подавляющее большинство установленных на ВЕП полезных ископаемых, имеющих федеральное значение.

В **киммерийский этап** произошла новая глобальная перестройка. Резко изменился структурный план Русской плиты, получившей южную и юго-западную экспозицию в связи с преобладающим влиянием на нее киммерийских, а затем и альпийских подвижных поясов. Формировавшиеся на этих этапах платформенные структуры имели, как

правило, наложенный характер и не связаны со структурными формами поверхности фундамента. Формирование структур шло в условиях слабодифференцированных мало-амплитудных движений, что нашло отражение в небольших мощностях осадков, не превышающих первых сот метров (чаще до 100 м). Формирование осадочных бассейнов зависело от трансгрессий, проникающих на их территорию из Бореального и Тетического морей. При этом, если на киммерийском этапе трансгрессии морских бассейнов из моря Тетис проникали на Русскую плиту в средней юре, то в пределы молодых платформ (Польско-Германской и Скифской), а также в Прикаспийскую синеклизу еще в триасе.

Альпийский этап, начавшийся с альб-сеноманской трансгрессии, ознаменовался более активными погружениями по сравнению с предыдущим этапом. В периоды максимальной трансгрессии при увеличении глубины бассейна происходило соединение Западно-Евразийского (Балтийского) и Бореального бассейнов. Наиболее активными были погружения вдоль западной границы ВЕП в Датско-Польском прогибе. В палеогене море южной части Русской плиты соединилось с морями Кавказа, Крыма и Карпат. В олигоцене в результате орогенных движений в альпийском поясе море области Тетис превратилось во внутриконтинентальное – Паратетис, а Крымско-Кавказский бассейн (восточный Паратетис) в конце олигоцена стал полузамкнутым. Общее воздымание Ставропольского свода в понтический век привело к окончательному отступлению моря с территории Предкавказья.

Несмотря на почти полное отсутствие магматизма и крупных региональных структур, обязанных разломной тектонике, с альпийским этапом связано образование многочисленных приразломных структурных форм – инверсионных, надвиговых структур, флексур, валов и других форм, что несомненно указывает на признаки тектонической активизации.

Из анализа границ древней ВЕП с архей-раннепротерозойским фундаментом очевидно, что по мере формирования она сокращалась в размерах. На позднебайкальском этапе граница платформы сократилась за счет заложения на эпикарельском основании складчатых рифейских поясов, ставших фундаментом молодых эпибайкальских платформ на северо- и юго-востоке. Следующее сокращение произошло в позднегерцинский этап при образовании палеозойского фундамента Скифской плиты и вала Карпинского. В то же время к ВЕП причленились пострифейские платформы, формирование чехлов которых проходило в единых бассейнах седиментации, охватывающих как древнюю, так и молодые платформы, отличающихся от древней строением земной коры и большей тектонической активностью.

В фанерозойскую эпоху изменение состава и строения консолидированной земной коры (КЗК) происходит лишь в отдельных крупных структурах. В краевых частях ВЕП образуются глубокие осадочные бассейны (Прикаспийская впадина) с тонкой фемической субокеаноидной консолидированной корой и осадочным слоем мощностью до 20 км.

Сходное строение имеет кора внутриконтинентальных рифтогенных структур (Донско-Мангышлакская рифтогенная структура, зона Торнквиста–Тессейре. В них практически отсутствуют «антикорни» гор, полностью редуцирована верхняя, а нередко и средняя кора. нижняя часть осадочного слоя характеризуется повышенными сейсмическими скоростями (до 5,9 км/с), что свидетельствует о складчатом его строении и низкотемпературном метаморфизме. Все «бескорневые» прогибы располагаются на краях крупных

тектонических элементов и их строение подчинено региональному линейному плану. Перечисленные типы КЗК относятся к деструктивному ряду.

Особое глубинное строение имеет Уральская складчатая система. В ней сочетаются некоторые особенности рифтов и фанерозойских складчатых поясов: фемическая, но мощная кора (наличие «корней гор») со значительным коро-мантийным слоем, резко сокращенная складчатая осадочно-вулканогенная верхняя кора, сочетание вертикальных мантийных разломов рифтовой стадии с надвигами орогенной стадии, вдоль которых отмечается линейный метаморфизм эклогит-глаукофанового типа.

Глубинное строение окружающих ВЕП фанерозойских складчатых поясов во многом определяется типом их фундамента. Норвежские каледониды, заложенные на свекофеннско-рифейском фундаменте, обладают трехслойной салической КЗК с отсутствующими корнями гор. Большой Кавказ, образовавшийся на более толстой и высокоскоростной коре ВЕП и Скифской плиты, имеет отчетливые корни гор, а его мощная (50–53 км) контрастная консолидированная кора обладает двухслойным строением, при этом верхняя кора составляет половину мощности КЗК, а средняя кора почти отсутствует. Активизированные эпигерцинские платформы Западной Европы обладают тонкой (25–36 км) низкоскоростной литофильной корой без нижнего слоя.

Проявление процессов фанерозойской тектоно-магматической активизации не приводит к заметной перестройке консолидированной коры платформы запада России.

Общие тенденции геологической эволюции рассматриваемого региона:

- образование и увеличение размерности кратонных блоков земной коры (мобильные кратоны –> стабильные кратоны –> протоплатформы –> стабильные платформы);

- увеличение размерности подвижных поясов (зеленокаменные пояса –> проторифтогены, протоавлакогены, протовулканогенные пояса –> межмегаблоковые пояса –> рифтогеосинклинали –> миогеосинклинали –> складчатые пояса;

- постоянное увеличение площади осадочных бассейнов, контрастности вертикальных движений и морфоструктур, сопровождающееся ростом скорости осадконакопления и мощности орогенных формаций;

- закономерная необратимая эволюция осадочных, вулканических, магматических и рудных формаций;

- закономерное скольжение во времени и пространстве однотипных тектонических событий;

- снижение эндогенных тепловых потоков как в кратонных блоках, так и в подвижных поясах, выражающееся в заметном уменьшении степени метаморфизма при сохранении для каждой эпохи более высоких тепловых потоков в мобильных поясах;

- образование первичной фемической континентальной коры в раннем архее, ее последующая дифференциация в позднем архее и раннем протерозое с четкой тенденцией к увеличению мощности верхней коры как за счет ее общей сialisации, так и за счет приращения к ней осадочно-метаморфического слоя. Сокращение суммарной мощности континентальной коры в позднем докембрии с резким возрастанием ее литофильности. Зарождение в фанерозое субокеанической коры в континентальных рифтах и глубоких континентальных впадинах, мощной фемической коры в краевых рифтогеосинклиналях и мощной салической коры в складчатых поясах. На рассматриваемой территории настоящая океаническая кора не установлена.

Таким образом, несмотря на наличие резко выраженных переломных моментов, существует определенная преемственность в развитии всех или почти всех геологических явлений, т.е. геологическая история имеет направленный, но в то же время унаследованный от предыдущих этапов характер. Каждая новая геологическая эпоха несет в себе ряд элементов предшествующей.

Особенности геологического развития Европейской России во многом определяют ее минерагенический потенциал. На этой огромной территории размещается древняя ВЕП с Балтийским щитом и Воронежским кристаллическим массивом, эпирифейская Гимано-Печорская и эпигерцинская Скифская платформы, альпийская складчатая система Северного Кавказа, представляющие собой отдельные минерагенические провинции или их части.

Поэтому Европейская Россия вносит существенный вклад в общий сырьевой потенциал страны по многим видам важнейших полезных ископаемых, о чем свидетельствуют данные по запасам, добыче и прогнозным ресурсам.

К числу важнейших видов минерального сырья относятся железные руды (ВКМ, БЩ), сульфидные медно-никелевые руды (Мурманская область), хромиты (БЩ), платиноиды (БЩ), уникальные комплексные месторождения областей тектоно-магматической активизации (апатит, редкие металлы, редкие земли, титан, глиноземистое сырье, вермикулит, флогопит), алмазы (Архангельская область), углеводородное сырье, уголь, бокситы, калийные соли, титан-циркониевые россыпи, фосфориты. Существуют реальные предпосылки открытия новых видов минерального сырья в известных минерагенических провинциях. В то же время по ряду полезных ископаемых перспективы Европейской России незначительны, что делает необходимым сотрудничество Украины, России и других приграничных стран в совместном изучении, освоении и взаимовыгодном использовании минерально-сырьевых ресурсов.

В процессе изучения древней ВЕП, примыкающих к ней молодых плит и разновозрастных обрамляющих складчатых поясов наметились главные фундаментальные проблемы, решение которых будет способствовать более объективной оценке минерагенического потенциала территории России:

- выявление причинно-следственных связей между различной рудоносностью древних платформ и особенностями геологического строения их фундаментов и чехлов (на примере Северо-Американского и Евразийского континентов);
- установление характера соотношений древних платформ и обрамляющих их подвижных поясов на основе создания геолого-геофизических моделей;
- оценка роли эндогенных факторов в формировании «стратиформных» месторождений чехла платформ (нефти, газа, калийных солей, урана и др.);
- разработка критериев выявления процессов тектоно-магматической активизации на древних платформах, определение ее типов, особенностей, глубинности и роли в рудообразовании;
- анализ трехмерной модели фундамента и чехла древних платформ с целью выявления оптимальных условий для рудообразования;
- оценка влияния мантийных процессов на образование важнейших видов полезных ископаемых с использованием сейсмической томографии и достижений плюмтектонической модели.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПОГРАНИЧНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

История геологического развития этого сложного региона и необратимая смена геодинамических режимов во времени и пространстве обусловила его чрезвычайно разнообразную минерагению. Наиболее ранняя история фиксируется в Волго-Уральском мегаблоке* Восточно-Европейской платформы. Фундамент этого мегаблока сложен в основном ранне- и позднеархейскими низкобарическими гранулитовыми комплексами, испытавшими в конце позднего архея мощнейший диафторез амфиболитовой фации и гранитизацию чарнокитовой серии. Типичный структурный рисунок Волго-Уральского мегаблока – крупные гранито-гнейсовые овалы, осложненные системами разнопорядковых пластичных разломов. Вдоль разломов развиты диафторитовые биотит-амфиболовые гнейсы и мигматит-гранитоидные метасоматические граниты. Подобные комплексы обнажаются в Тараташской глыбе Урала.

Раннепротерозойская (карельская) эпоха проявилась в Волго-Уральском мегаблоке ограниченно и выразилась в образовании локальных вулканогенно-терригенных прогибов, породы которых метаморфизованы от низкотемпературной амфиболитовой до зеленосланцевой фации, а также во внедрении небольших гранитоидных интрузий, от натриевого до калиевого ряда. Магматизм карельской эпохи завершился единичными интрузиями щелочных сиенитов. Можно считать, что консолидированная фемическая земная кора Волго-Уральского мегаблока мощностью 40–42 км сформировалась преимущественно в позднем лопии (2700–2800 млн лет). Гранулит-гнейсовые комплексы этого возраста специализированы на метасоматические магнетитовые кварциты, графит и титаномагнетит в основных интрузиях, но значительных месторождений не образуется. Поэтому докембрийский фундамент Волго-Уральского мегаблока практического интереса не представляет, особенно если учесть значительную мощность фанерозойского осадочного чехла.

На рубеже раннего и среднего рифея произошло образование подвижного пояса байкалид, обусловившего северо-восточную границу современной ВЕП. Этот пояс тянется от п-ова Варангер, через п-ов Канин, захватывает Тиманский кряж, прослеживается вдоль Северного и Центрального Урала, где в настоящее время составляет часть его фундамента (суванякский и максютовский комплексы). Возможно, что рифейды вошли в состав фундамента восточной части Прикаспийской впадины, но

* По Л. И. Красному и Л. С. Галицкому, Волго-Камский геоблок.

надежные факты, доказывающие их наличие здесь, отсутствуют. В центральных частях ВЕП образовалась система внутрикратонных впадин и авлакогенов, а по периферии – перикратонные прогибы, в которых формировались песчано-карбонатные СВК мощностью 3–6 км. Разрезы карбонатно-терригенных рифейд мощностью до 10–12 км со слабопроявленным основным вулканизмом типичны для миогеосинклиналей.

На рубеже раннего и позднего венда началась орогенная стадия развития рифейд. Наиболее полно она проявлена на п-ове Канин в изоклинальной складчатости, зональном метаморфизме кианитовой фациальной серии в диапозоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и калиевом магматизме гранитоидного ряда. На границе ВЕП и складчатых рифейских комплексов образовалась система надвигов, падающих от платформы в северо-восточном направлении. Это свидетельствует о надвигании рифейд на жесткий раннедокембрийский фундамент. Время орогенного этапа укладывается в интервал 600–550 млн лет.

Новая консолидированная кора раннебайкальского возраста возникла только в складчатых поясах рифейд. По сейсмическим материалам ее мощность составляет 36–38 км. По составу это двуслойная низкоскоростная кора. Верхняя кора имеет скорость 5,8–6,0 км/с, нижняя кора отсутствует, скорость на поверхности М составляет 8,0 км/с [Павленкова, 2000]. Тип разрезов рифея и особенности строения консолидированной коры этого возраста свидетельствуют о его литофильной специализации. Отмечается повышенное содержание и мелкие проявления полиметаллических руд и золото-кварцевых жил, мусковитовых пегматитов.

В разрезах рифея Восточной Европы отсутствуют высокоуглеродистые, насыщенные сульфидами комплексы пород, высокоспециализированные на благородные металлы. Низкий потенциал серы не позволяет реализоваться колчеданно-полиметаллическим месторождениям. Промышленные мусковитовые пегматиты локализуются только в амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений, которая известна лишь на небольшой площади п-ова Канин Нос (микулкинская серия). Остальные площади высокометаморфизованного рифея перекрыты фанерозойским осадочным чехлом.

Мантийная минерагения не может реализоваться в силу особенностей магматизма и вулканизма рифейд. Не кажется значительным и углеводородный потенциал рифейских комплексов в силу отсутствия нефтематеринских пород и региональных довендских покровов. Некоторая надежда на обнаружение залежей УВ сырья остается в пределах перикратонных рифейских впадин Предтима́нья и Предура́лья.

По мнению О. А. Кондияйна, в середине позднего рифея на Северном и Полярном Урале заложилась Древнеуральская эвгеосинклинальная система субмеридионального прости́рания, косо пересекающая Тиманскую миогеосинклинальную систему северо-западного прости́рания.

Раннебайкальский орогенез привел к окончательной консолидации раннедокембрийского фундамента ВЕП и образованию байкальского фундамента юго-западной части Тимано-Печорской платформы (ТПП). Однако фундамент СЗ блока ТПП (блок Карпинского или Хорейвергский блок), судя по сейсмическим данным, сложен ран-

недокембрийскими фемическими комплексами. Здесь непосредственно под фанерозойским чехлом залегает высокоскоростная (V_p 6,3–6,4 км/с) маломощная верхняя кора, ниже которой фиксируются примерно равновеликие по мощности средняя и нижняя кора. Такой тип коры сходен с фемической архейской корой Волго-Уральского мегаблока. На Полярном Урале подобные породы обнажаются в виде амфиболитов и эклогитов неркаюского комплекса.

Начиная с позднего венда, авлакогенная стадия развития ВЕП сменилась плитной стадией, и именно с этого времени началось образование ее осадочного чехла. Отложения позднебайкальского этапа в восточной части ВЕП и ТПП развиты в краевых прогибах, обрамляющих рифейский ороген. Снос обломочного материала шел с рифеид Тимана как к востоку, в Ижма-Печорскую впадину ТПП, так и к западу, в Мезенскую синеклизу ВЕП. В пределах Волго-Уральского мегаблока на размытых раннедокембрийских метаморфитах с мощной корой выветривания сразу же залегают девонские отложения, т. е. этот блок был в каледонский этап областью размыва, включая Западно-Уральскую зону. На ТПП каледонский этап характеризовался погружениями, начавшимися в ордовике и продолжавшимися до девона включительно с перерывами в раннем и среднем девоне и проявлениями основного вулканизма на границе верхнего и среднего девона. Все структуры ТПП в этот период имели северо-западное простирание.

В позднем кембрии (или ордовике) заложилась Уральская подвижная система, протянувшаяся от Пай-Хоя до Арала. Главнейшие геологические особенности Уральской подвижной системы:

- четко выраженная продольная к простиранию системы зональность. В ней выделяются Предуральская, Западно-Уральская, Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны;

- поперечная по отношению к простиранию системы зональность, отражающая строение того фундамента, на котором заложилась Уральская система (Полярно-Уральский, Северо-Уральский, Средне-Уральский, Южно-Уральский сегменты);

- четко выраженная стадийность развития, асинхронная в разных зонах и сегментах;

- мощнейший магматизм и вулканизм трахибазальтовой, офиолитовой и островодужной формаций. К орогенной стадии развития Урала относятся магматические гранитоидные формации;

- интенсивное проявление надвиговых систем по флангам Уральского подвижного пояса, падающих к центральным мегазонам. Наиболее отчетливо выделяется Главный Уральский надвиг восточного падения, ограничивающий с запада Тагило-Магнитогорскую мегазону. Вдоль него проявлен высокobarический метаморфизм глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций. Восточной границей Урала, по-видимому, является Троицкий надвиг западного падения (Litosphere dynamics..., 1996).

Геофизические особенности Уральской системы:

- судя по сейсмическим материалам (профили ГСЗ-МОВЗ, Уралсейс-95), Урал имеет близкую к симметричной корытообразную форму с наличием по обоим бортам систем надвигов, падающих к Тагило-Магнитогорской мегазоне;

– Урал имеет «корни гор», так как мощность консолидированной земной коры (КЗК) достигает 55 км, что свойственно геосинклиналям. В то же время строение КЗК весьма своеобразно. Сравнительно маломощная верхняя осадочно-вулканогенная кора и тонкий «гранито-гнейсовый» слой сменяются мощным коро-мантийным слоем в осевой части Урала, составляющим до 50 % и более КЗК. Переход кора–мантия выражен неотчетливо и характеризуется повышенными скоростями V_p (8,4 км/с), в то время как скорости на поверхности Мохоровичича в прилегающей части ВЕП составляют 8,2–8,3, а Западно-Сибирской платформе и ТПП 8,0 км/с;

– эти особенности Урала приводят к необычным гравимагнитным характеристикам. В отличие от типичных геосинклиналей с высоким отрицательным полем Δg_a , гравитационное поле Тагило-Магнитогорской мегазоны имеет положительные (40–50 мЛг), а Западно- и Восточно-Уральская мегазоны – слабоотрицательные значения поля Δg (–15–20 мЛг);

– Тагило-Магнитогорская мегазона отличается аномально низким современным тепловым потоком (< 20 мВт/м³), что не свойственно геосинклиналям;

– поперечная ширина зоны Урала с особой, резко отличной по типу от прилегающих платформ консолидированной земной корой составляет около 300, а Тагило-Магнитогорской зоны – 120 км;

– Уральская складчатая система имеет этажно-блоковое строение, при этом наиболее крупные продольные и поперечные разломы прослеживаются через все этажи в мантию [Дружинин и др., 2000].

Для Тагило-Магнитогорской мегазоны фемическая кора обусловлена колоссальным по масштабам мантийным основным вулканизмом и магматизмом палеозойского возраста (О–Д). Внедрение огромных масс ультраосновного материала в нижнюю и среднюю часть коры (в меньшей степени в верхнюю кору) привело к образованию линзовидного коро-мантийного слоя и деплетированию (разуплотнению) верхней мантии. Граница М за счет этого в пределах Тагило-Магнитогорской зоны опустилась (по сравнению с ВЕП) на 10–15 км. Территории же современных Предуральского прогиба и Западно-Уральской мегазоны были на протяжении девона и карбона частью ВЕП, где формировался единый морской бассейн с общими трансгрессивно-регрессивными циклами, открытый на восток.

Для внешних мегазон Уральской системы преобразование КЗК произошло лишь в орогенную стадию позднегерцинского этапа, обусловленного сближением ВЕП и Западно-Сибирской платформы. Сопряженно с орогенезом Урала шел процесс образования Предуральского краевого прогиба.

Он начал формироваться со среднего карбона. Прослеживающийся от Карского моря до Прикаспийской впадины, этот прогиб в пределах ВЕП представлен впадинами Соликамской, Юрюзано-Сылвенской и Бельской, разделенных поперечными поднятиями. В Прикаспийской впадине он продолжается вдоль ее восточного борта вплоть до района г. Актюбинск.

Прогиб выполнен флишевой и главным образом молассовой формациями, смятыми в линейные складки и нарушенными многочисленными надвигами со стороны Уральского орогена. Тектонические деформации затухают вверх по разрезу и в сторону платформы, где фиксируется более пологое крыло прогиба. Ширина пред-

уральской части прогиба достигает 100 км и более, а его восточная часть перекрыта надвинутыми складками Урала на расстоянии до 50 км. При этом сам прогиб в процессе своего формирования смещался в сторону платформы. Образование его началось в разных частях в разное время – от среднего карбона на юге до начала перми на севере.

Различно и время окончания формирования прогиба в разных его частях: в Бельской впадине – это средний триас, в Юрюзано-Сылвенской и Соликамской впадинах – начало поздней перми. Разновременность формирования прогиба в разных его частях подтверждается анализом латерального ряда формаций верхнекаменноугольно-нижнепермского (ассельский ярус – нижнеартинский подъярус) возраста. Они меняются от платформенных на востоке Волго-Уральской антеклизы до орогенных на восточном борту Предуральского краевого прогиба, в зоне его надвигов.

Флиш и моласса в Предуральском прогибе пространственно разделены и характеризуются тектоническими деформациями различной интенсивности. В Бельской впадине флишевая формация карбона и нижней перми образует крупные горстовидные поднятия и широкие складки, осложненные разрывными нарушениями. В кунгурском ярусе в зонах глубокого залегания соленосной формации нижней перми развиты сложенные солями поднятия, переходящие на юге прогиба в соляные диапиры. Верхнепермско-триасовая моласса образует мульды и синклинали между соляными поднятиями. В Юрюзано-Сылвинской впадине выделяются асимметричные антиклинальные складки, составляющие местами валообразные поднятия.

Относительно слабая перестройка континентальной коры западных мегазон распространилась вплоть до Предуральского краевого прогиба [Павленкова, 2000]. При этом величина суммарных горизонтальных движений, по-видимому, не превышала 300 км, т.к. именно такова поперечная ширина Урала с отличной от соседних платформ КЗК. Сомнительно существование океана в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны. По форме и особенностям развития это скорее межконтинентальный рифт.

По мнению В. С. Дружинина и др. [2000], выявленная зональность строения коры и мантии Урала соответствует «палеорифтовой модели Уральской складчатой системы, формировавшейся в мобильной шовной зоне между двумя литосферными плитами Евразии». При этом интенсивность мантийского диапиризма Урала уникальна, а отсутствие масштабных проявлений коллизии плит привело к сохранности в ряде сегментов слабопереработанных палеозойских рифтогенных структур седиментации и магматизма, глыб докембрийского фундамента, типичных для ВЕП и ТПП, сохранению почти на месте возникновения глубинных корневых зон мантийских структур. В то же время при развитии Урала континентальная литосфера подверглась деструкции и щелевым раздвигам с формированием клиньев новой офиолитовой коры, что сочеталось с рубцовым разрастанием и магматическим наращиванием земной коры сверху и снизу и переработкой ее процессами метаморфизма и гранитизации.

Особенности развития Уральской складчатой системы и ее взаимодействие с прилегающими частями Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ определили характер возникшей в области их сочленения минерагенической зональ-

ности. Это касается как собственно эндогенных, так и первично-осадочных («стратиформных») полезных ископаемых.

Тагило-Магнитогорская мегазона Урала характеризуется преимущественно мантйной минерагенией, связанной с магматическими и вулканическими комплексами ордовика и девона, – месторождения хромитов, металлов платиновой группы, медно-колчеданные с золотом, серебром и цинком месторождения. В орогенную стадию в результате метаморфо-метасоматических процессов возникают месторождения золото-кварцевой формации, драгоценных и поделочных камней, железа, талька, асбеста, а в гранито-гнейсовых массивах фундамента – месторождения оптического кварца.

Западно-Уральская мегазона обладает осадочной (коровой) металлогенией. В ее пределах известны сидеритовые и мелкие стратиформные свинцово-цинковые месторождения на площадях развития рифейских терригенно-карбонатных формаций, небольшие месторождения магнезита, марганца, барита, россыпные месторождения золота, проявления меди. В целом рудный потенциал Западно-Уральской мегазоны ограничен.

Рифейские комплексы, входящие в состав фундамента Урала, специализированы на полиметаллы и железо, но отсутствие в них высокоуглеродистых и колчеданных формаций не позволило реализоваться их рудному потенциалу. Привнос серы и флюидов, обусловленных развитием Урала, привел к образованию стратиформных полиметаллических месторождений в Западно-Уральской мегазоне. Возможно, что рифейские комплексы оказались дополнительным источником полиметаллов, золота и железа в Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах.

Развитие Уральской складчатой системы оказало существенное влияние на преобразование нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ. При приближении к Предуральскому прогибу нефтяные месторождения сменяются нефтегазовыми, газоконденсатными и, наконец, газовыми месторождениями с уменьшением их размера. В Западно-Уральской мегазоне нет ни одного даже мелкого месторождения УВ-сырья. Для Северо-Предуральской НГО Тимано-Печорской провинции характерно сокращение интервала нефтегазоносности (преимущественно карбон–пермь), в то время как в других ее НГО диапазон промышленной нефтегазоносности простирается от силура до нижней перми, а в северных НГО до среднего триаса (включительно).

Для Волго-Уральской НГП, кроме закономерного изменения состава и размеров месторождений УВ-сырья при приближении к Уралу, намечаются две полосы появления газонефтяных месторождений на фоне нефтяных. Одна из них совпадает с юго-западным ограничением Колтасинского авлакогена, а вторая – с Серноводско-Абдулинским авлакогеном. Возможно, что активизация этих разломов совпала с орогенным этапом развития Уральской системы и привела к увеличению доли газа в нефтяных месторождениях.

Угольные бассейны приурочены к Предуральской субпровинции и прилегающей к предгорному прогибу части Западно-Уральской мегазоны. Характерно, что именно здесь расположены месторождения каменного угля (Интинский и Воркутинский районы Печорского пермского угольного бассейна, Кизеловский карбон-

вый угленосный бассейн). При удалении бассейнов от Западно-Уральской мегазоны каменный уголь сменяется бурым (северо-западная часть Печорского бассейна, Южно-Уральский буроугольный бассейн).

Это свидетельствует о том, что тектонические и связанные с ними тепловые процессы привели к преобразованию первично-бурых углей в высококачественные каменные угли. Они же повлияли на нефтегазоносный потенциал Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций Предуральской зоны. Установленные закономерности изменения состава и размерности УВ-месторождений свидетельствуют о разрушении в этой зоне нефтяных месторождений и делают весьма проблематичным обнаружение промышленных залежей газа в поднадвиговых ловушках Предуралья.

На территории Предуральского краевого прогиба широко развита раннепермская кунгурская соленосная формация, протянувшаяся на расстояние 1500 км вдоль всего Урала. Калийные и магниевые соли установлены в Верхнепечорском, Верхнекамском бассейнах и Юрезано-Сылвенской впадине. В той же полосе располагаются месторождения гипса и ангидрида.

Ю. Г. Старицкий [2003] неоднократно высказывал мнение, что образование хлор-магниевых и калийных солей Приуралья не может объясняться лишь с позиций их осадочного происхождения в замкнутых бассейнах в условиях жаркого климата. Вероятно, в этом процессе существенную роль играют и эндогенные факторы. Об этом могут свидетельствовать довольно высокие содержания в растворенном остатке калийных солей, золота, серебра, платиноидов и ряда других элементов.

Верхнепермская (уфимский ярус) формация медистых песчаников уже не входит в субмеридиональную зональность Предуральского прогиба. Источником входящих в ее состав металлов (Cu, Au, Ag, Pt) являются размывающиеся в то время Уральские горы.

Поскольку источником медистых песчаников с сопутствующей им минерацией является Урал, а по мере удаления от источников сноса происходит обеднение россыпей полезным компонентом, то промышленное оруденение возможно лишь в непосредственной близости к области сноса. Этот фактор ограничивает зону поисков современных и древних россыпей благородных металлов.

В триасе Уральская складчатая система прекратила свое активное развитие. ВЕП в триасе и ранней юре (за исключением Прикаспийской глубокой впадины) оказалась приподнятой областью, подвергшейся размыву и пенепленизации с накоплением красноцветных континентальных формаций. К этому же уровню приурочена граница верхнеплитного яруса ТПП. На Западно-Сибирской платформе началось формирование осадочного чехла.

Таким образом, при оценке минерогенического потенциала областей взаимодействия платформ и складчатых областей следует учитывать не только климатические, биологические, фациальные факторы, но также особенности эволюции происходящих здесь тектонических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М. и др.* Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Айсберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. И.* Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
- Аксенов Е. М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Автореф. докт. дис., СПб.: ИГГД РАН, 1998а. 106 с.
- Аксенов Е. М.* Осадочные бассейны и геодинамические обстановки позднего протерозоя Восточно-Европейской платформы // Осадочные бассейны и их рудоносность. Тез. докл. ИГГД РАН, СПб., 1998б. С. 2–3.
- Аксенов Е. М., Келлер Б. М., Соколов Б. С. и др.* Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР, 1978. Сер. геол. № 12. С. 13–26.
- Александров Н., Артюхин Ю., Буторин А. и др.* Природное наследие России. М.: Изд-во ОМННО «Совет Гринпис», 2000. 216 с.
- Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: Урал. отд. РАН, 2002. 322 с.
- Андреичева Л. Н., Немцова Г. М., Судакова Н. Г.* Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург: Урал. Отд. РАН, 1997. 84 с.
- Анисимова О. И.* Флора и флоростратиграфия среднего карбона Северного Кавказа. Киев: Наукова думка, 1979. 108 с.
- Астахов В. И., Свенсен Й. И.* Возраст остатков плейстоценового ледника в Большеземельской тундре // Докл. РАН, 2002. Т. 384. № 4. С. 534–538.
- Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР // Ред. В. Ю. Зайченко, В. А. Ерхов. Изд-во ВНИИгеофизика, М., 1989. 84 с.
- Атлас СССР. ГУГК при СМ СССР. М.: 1986. 286 с.
- Ахмедов А. М.* Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режимы седиментации, металлоносность). Автореф. докт. дис. СПб., 1997. 39 с.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 162–171.
- Барышников Г. Ф., Шкатова В. К., Шадрухин А. В.* Находка черепа медведя *Ursus Rossicus* в хазарских отложениях Нижнего Поволжья // Палеонтологические исследования фауны СССР. СПб.: Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1991. Т. 238. С. 100–120.
- Басков Е. А.* Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 199 с.
- Басков Е. А.* Проведение палеогидрогеологического анализа при региональных геологосъемочных работах. Методическое руководство. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 191 с.
- Безродных Ю. П., Романюк Б. Ф., Делия С. В. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.
- Беккер Ю. Р.* Опыт биостратиграфического изучения позднедокембрийской молассы Урало-Поволжья // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб., 1970. С. 10–16.
- Беккер Ю. Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 287 с.
- Беккер Ю. Р.* Докембрий Кавказа и Урала // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: Урал. отд. РАН 1997. 250 с.
- Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое // Тр. ГИН АН СССР, 1981. Вып. 347. 1. 219 с.

Белонин М. Д. и др. Поиски залежей углеводородов на больших глубинах Тимано-Печорской нефтегазовой провинции // Сов. геология, 1990. № 3. С. 19–23.

Белых В. И., Кузьмин Г. И. и др. Критерии прогнозной оценки железистых кварцитов КМА // Методы прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых на ВКМ. М., 1989. С. 29–38.

Бембеев А. В., Бембеев В. Э. Геологическое строение палеозойских отложений кряжа Карпинского и Восточно-Маньчжурского прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности // Разведка и охрана недр, 1995. № 11. С. 24–29.

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР // Литология и полезные ископаемые, 1969. № 2. С. 73–89.

Бибикина Е. В., Сомин М. Л., Красивая И. С. и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта // Известия АН СССР, 1991. Сер. геол. № 9. С. 23–34.

Биркис А. П., Канев С. В., Хубльдинов А. И. Стратиграфическое положение, геология и петрография самбийского комплекса постсилурийских пластовых интрузий диабазов центральной части Балтийской синеклизы // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Латвии и Балтийского моря. Рига: Зинатне, 1992. С. 145–158.

Богомазов В. М. Научно-методическая основа совершенствования прогноза угленосности (на примере Печорского бассейна) // Геология угольных месторождений. Межвузовский науч. тематич. сб. Екатеринбург, 1998. С. 44–54.

Болховская Н. С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МИ У. 1995. 270 с.

Бредихин И. С. и др. Прогноз угленосности Европейского севера СССР. Сыктывкар, 1981. 43 с.

Буданов Г. Ф., Горностай Б. А. Тектоническая природа рифейских комплексов на северо-востоке европейской части России // Геотектоника, 1989. № 3. С. 68–75.

Буданов Г. Ф., Прищепа О. М., Макаревич В. Н. Тектонические показатели нефтегазоносности севера Восточно-Европейской платформы // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. СПб., 1999. С. 229–234.

Вартанян Г. С., Гродзенский В. Д., Плотникова Р. И. и др. Подземные воды России. М.: Геоинформмарк, 1996. 96 с.

Вартанян Г. С., Комягина В. А., Плотникова Р. И. и др. Использование и перспективы освоения минеральных, термальных и промышленных вод // Гидрогеология, инженерная геология. Обз. информация. Вып. 2. М.: Геоинформмарк, 1999. 86 с.

Величко А. А., Семенов В. В., Поспелова Г. А. и др. Новые данные о положении палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес в лессово-почвенной формации Восточно-Европейской равнины // Докл. РАН, 2002. Т. 386. № 2. С. 240–244.

Веричев Е. М. и др. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН, 1999. Т. 368. № 2. С. 226–229.

Вернадский В. И. Биосфера. Избранные труды по биогеохимии. М.: Наука, 1967. 310 с.

Верхний докембрий восточных районов Татарстана / Отв. ред. В. Г. Изотов. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 218 с.

Вишняков И. Б. и др. Юго-западный край ВЕП на Украине и в Молдавии // Геология Запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Р. Г. Гарецкий. Минск: Наука и техника, 1981. С. 22–35.

Владимирова Т. В., Капустин И. Н., Федоров Д. А. Основные этапы геологической эволюции Московской синеклизы // Нефтяная и газовая промышленность. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений М.: 1998. № 11. С. 2–7.

Войтович Е. Д., Килигина М. Л. Новые данные о девонском вулканизме Татарии // Результаты поисковых работ и оценка перспектив нефтеносности территории Татарии. Казань, 1974. С. 73–83.

Волож Ю. А. и др. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника, 1999. № 1. С. 28–43.

Вулканизм докембрия // Материалы Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума 2–7 июня 1975 г., Петрозаводск, Петрозаводск: 1976. 117 с.

Высоцкий И. В., Голицын М. В., Кучерук Е. В. Нетрадиционные источники углеводородного сырья (Геология и ресурсы) // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Месторождения горючих ископаемых. Т. 18. М., 1991. 221 с.

Гавриш В. К., Рябчин Л. И. О связи рифтообразования и вулканизма // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наукова думка, 1997. С. 23–34.

- Галецкий Л. С., Пийяр Ю.-К., Соловицкий В. Н.* Стратиграфия докембрия Украинского щита. Киев: Знание, 1991. 19 с.
- Гарецкий Р. Г. и др.* Палеотектоника Белоруссии, Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
- Гаскельберг В. Г. и др.* Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской Федерации, СПб., 1993. С. 4–31.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист К-(37), (38) – Тбилиси / Отв. ред. Ю. С. Маймин, Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. 160 с.
- Геологические карты Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления масштаба 1 : 2 500 000 в границах бывшего СССР (доэйфельские и домезозойские образования). Объясн. зап. / Ред. В. П. Кириков, СПб. 1992. 116 с.
- Геологический атлас России. Масштаб 1 : 10 000 000 / Отв. ред. Н. В. Межеловский, А. А. Смыслов. М.: СПб.: 1996.
- Геологическое строение Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. Русская платформа / Под ред. В. Д. Наливкина. К. Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. 356 с.
- Геология Большого Кавказа /Отв. ред. Г. Д. Аджирей. М.: Недра. 1976. 262 с.
- Геология запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Р. Г. Гарецкий. Минск: Наука и техника, 1981. 186 с.
- Геология республик Советской Прибалтики. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500 000 / Ред. А. А. Григалис. Л.: Недра. 1982. 304 с.
- Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000 / Ред. А. А. Григалис. Л.: Недра, 1991. 420 с.
- Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 263 с.
- Геология Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. Ч. 1. 759 с.
- Геофизическая характеристика и тектоника нефтегазоносных провинций Средней Азии и Европейской части СССР /Отв. ред. Н. В. Неволлин. М.: Недра, 1988. 188 с.
- Гецен В. Г. и др.* Рифей и венд европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. 124 с.
- Гиоргобиани Т. В.* Альпийская коллизионная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 143–146.
- Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке // Тез. докладов к Всероссийскому совещанию. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 336 с.
- Глубинное строение и геодинамика литосферы / Гл. ред. А. А. Смыслов. Л., Недра, 1983. 276 с.
- Глушанкова Н. И.* Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы // Стратиграфия. Геол. корреляция. М.: 1998. Т. 6. № 2. С. 91–107.
- Гольдберг И. С.* Природные битумы СССР (закономерности формирования и размещения), Л.: Недра, 1981. 195 с.
- Горьков Ю. Д.* Условия формирования и особенности строения структурных блоков (на примерах Саратовского и Волгоградского Побережья) // Недра Поволжья и Прикаспия, 1998. Вып. 16. С. 28–42.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(37), 38 – Воронеж. Объясн. зап. / Науч. ред. С. М. Шик. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 361 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-37, (38) – Москва. Объясн. зап. ВСЕГЕИ, ЦРГЦ / Гл. ред. В. П. Кириков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 341 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия) Лист Р-(35)-37 – Петрозаводск. Объясн. зап. / Отв. ред. К. Э. Якобсон. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000а. 322 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия) Лист Q-(35)-37 – Кировск. Объясн. зап. / Отв. ред. К. Э. Якобсон. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 267 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации: Масштаб: 1 : 1 000 000 (новая серия) лист R-(35)-37 – Мурманск. Объясн. зап. / Отв. ред. А. М. Ремизова, Б. А. Шлайфштейн / СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000б. 233 с.
- Греков И. И., Потапенко Ю. Я., Снежко В. А.* Новые данные о строении дамхурцевской и лашт-ракской свит западной части Главного Кавказского хребта // Тез. докладов III конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа – Ессентуки, 1968. С. 21–22.

Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.

Грушевой Г. В., Оношко И. С., Наумов И. С. Прогнозная оценка ураноносности чехла Русской платформы // Разведка и охрана недр, 1996. № 3. С. 11–20.

Даценко Е. Ю. Численный аналог скоростей вертикальных тектонических движений и седиментации в Московской синеклизе в венде–палеозое // Бюл. МОИП, 2000, Отд. геол. Т. 75. вып. 4. С. 16–30.

Демченко А. С., Демченко Б. М., Свечкин Н. И. Новый взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // Геологический вестник Центральных районов России. М., 1998. № 2–3. С. 3–25.

Деникевич И. А. Перспективы поисков неантиклинальных ловушек в девонских отложениях Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа, 1998. № 6. С. 24–33.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет // Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии, Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза». Вып. 2. Общая палеогеография / Под ред. профессора А. А. Величко / М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

Дмитровская Ю. Е., Хераскова Т. Н. Позднекембрийская –раннеордовикская палеогеографическая и геодинамическая обстановка в центральной части Русской плиты // Литология и полезные ископаемые, 1997. № 6. С. 605–615.

Дмитровская Ю. Е., Хераскова Т. Н. Палеогеографическая и геодинамическая обстановки формирования поздневендских и кембрийских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые, 1999. №6. С. 38–49.

Докембрийская геология СССР, Л.: Наука, 1988. 440 с.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Дорофеева Л. А., Прилуцкий, Шкатова В. К. Двойной карбонатный термометр как инструмент корреляции и расчленения четвертичных отложений // Стратиграфия. Геол. корреляция. М., 1996. Т. 4. № 5. С. 105–110.

Драгунов В. И. Формационные и структурно-формационные подразделения осадочных толщ. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1990. 34 с.

Дружинин В. С., Каретин Ю. С., Началкин Н. И., Бахалов А. Н. Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр, 2000. № 2. С. 2–6.

Дубинин В. С., Леонов Г. В., Богущ И. А. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности ордовикских отложений Оренбургского вала // Недра Поволжья и Прикаспия. 1994. Вып. 6. С. 9–16.

Дурагина Д. А., Коноваленко Л. А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.

Ермаков В. А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов // Проблемы глобальной геодинамики, М., 2000. С. 175–191.

Жарков А. М., Баженов Г. К., Шибина Т. Д. Оценка нефтегазоносности венд-рифейских отложений Мезенской синеклизы // Тез. докладов Международной конференции «Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Северо-Западного экономического района Российской Федерации», СПб., 1998. С. 40–41.

Жирмунский А. М. Геологические особенности тектонических структур БССР // Изв. АН БССР, 1948. Ч. 1–2. № 5. С. 131–138; № 6. С. 61–72.

Заррина Е. П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л., 1991. 186 с.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 212 с.

Зимаков Б. М. Основы новой концепции геолого-технологической оценки метана угольных пластов как полезного ископаемого // Международный симпозиум «Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения». Тез. докладов. СПб., 1992. С. 26–28.

Иванников В. В., Григорьева Л. В., Шинкарев Н. Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в Северо-Восточной Карелии // Вестник СПбГУ, 1995. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 35–44.

Иванников В. В., Рухлов А. С. Минералогия пород мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // Зап. ВМО. 1998а. Ч. 127. № 1. С. 3–15.

- Иванников В. В., Рухлов А. С. Геохимия и петрогенезис мелилитит-нефелинит-карбонатитовых дайковых пород Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря // *Зап. ВМО*, 1998б. Ч. 127. № 2. С. 10–26.
- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 168 с.
- Ивашов П. В. Континентальные юрские отложения северо-востока Русской платформы. М.: Недра, 1981. 176 с.
- Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кочин Г. Г. и др. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы. Л., 1981. 168 с.
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. 406 с.
- Кабышев Б. П., Савченко В. И., Цылко А. К. Новые представления о границе между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением // *ДРАН*, 1999. Т. 336. № 4. С. 523–525.
- Казак А. П., Дымникова Н. Г., Горностаев Б. А., Якобсон К. Э. Метаморфическая зональность рифейских образований Тимано-Канинского региона // *Сов. геология*. 1989. № 7. С. 65–74.
- Казак А. П., Якобсон К. Э. Инъекционные туффизиты в докембрийском чехле Восточно-Европейской платформы // *ДРАН*. 1999. Т. 367. № 4. С. 522–525.
- Казанцев Ю. В. и др. Сейсмогенез и структура Центрального Башкортостана. Уфа, 1996а. 72 с.
- Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. Геологический разрез через Южный Урал // *Геотектоника*, 1996б, № 3. С. 13–24.
- Калинкин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные им породы Кольского региона // *Петрология*, 1993. Т. 1. №2. С. 205–214.
- Камалетдинов М. А. и др. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 1991. 255 с.
- Канев С. В., Лярская Л. А. Девонские отложения акваториальной части Балтийской синеклизы // *Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Латвии и Балтийского моря*. Рига: Зинатне, 1992. С. 158–173.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб. 1993. 164 с.
- Капустин И. Н., Кирюхин Л. Г., Петров С. Е. и др. Тектоническая карта Прикаспийской впадины масштаба 1 : 1 000 000. Объясн. зап. М.: ВНИЕНИ и ПГО «Аэрогеология», 1982. 42 с.
- Карта нефтегазоносности России масштаба 1:10 000 000 и объясн. зап. к ней // Э. И. Супруненко, Ю. П. Мироичев, В. В. Грибков и др. М. СПб. 1996. (Роскомнедра, ВНИИОкеангеология, Госкомвуз, СПбГИ).
- Карта оценки экологического состояния геологической среды России. м-ба 1 : 5 000 000. М., 1998.
- Карта рудоносных формаций и рудных зон чехла Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. зап. / Ред. Ю. Г. Старицкий. СПб., 2000. 82 с.
- Карта четвертичных образований России м-ба 1 : 5 000 000 / Гл. ред. И. И. Краснов. Врезка -- схема границ трансгрессий, регрессий и оледенений квартала масштаба 1 : 30 000 000 / Сост. Б. А. Борисов и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
- Кизевальтер Д. С. О возрасте и стратиграфическом расчленении красноцветов Западного Кавказа (рр. Белая, Большая Лаба) // Тезисы докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Кириков В. П. Средне-позднепалеозойский этап в истории развития Русской платформы // Материалы Межведом. регионального стратиграфич. совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л., 1991. С. 5–7.
- Кириков В. П., Кочин Г. Г., Якобсон К. Э. Тектоника и металлогения чехла Русской платформы // Тектонические основы прогнозно-металлогенических исследований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. С. 72–83.
- Кириков В. П., Старицкий Ю. Г. Среднепалеозойский этап формирования осадочного чехла Русской платформы и его металлогения // Международная конференция «Проблемы осадочной геологии» Тез. докладов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. С. 71–73.
- Кириченко Л. А. Забытые находки известняков с каменноугольной фауной в Мурманской области // Следы жизнедеятельности древнейших организмов и проблемы реконструкции палеогеографических обстановок прошлого. Апатиты, 1978. С. 39–41.
- Клубов В. А. Юго-восточный склон Воронежской антеклизы и Нижневолжской впадины // Тектоника Европы и смежных областей. Объясн. зап. к Тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1978. С. 165–173.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КурНЦ РАН, 2000. 223 с.

- Козаков И. К. и др. Два типа проявления тектоно-магматических циклов во времени // Регион. геология и металлогения, 1996. № 6. С. 23–36.
- Кондаин О. А. Основные проблемы тектоники и вопросы металлогении Урала // Тектонические основы металлогенических исследований. СПб., 1992. С. 56–70.
- Конищев В. С. Геодинамические условия формирования и основные этапы развития Припятско-Донецкого палеорифта // Литосфера, 1998. № 8. С. 91–97.
- Константиновский А. А., Волчков А. Г. Углеродисто-глинистые формации мезозоя центральной части Русской плиты и проблема их рудоносности // Литология и полезные ископаемые, 2000. № 1. С. 74–81.
- Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонская щелочная формация Припятской впадины // Минск: Наука и техника. 1977. 164 с.
- Корсакова О. П., Молодьков А. Н., Колька В. В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Докл. РАН, 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.
- Костюченко С. А. и др. Глубинная структура Прикаспия и ее влияние на перспективы нефтегазоносности // Недра Поволжья и Прикаспия. Наука. Практика. Образование, 1998. Вып. 16. С. 6–10.
- Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
- Красный Л. И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минерация // Отеч. геология, 2000. № 6. С. 23–28.
- Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.
- Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь, 2001. 429 с.
- Кузьмин Г. Ф. Торфяные ресурсы Северо-Запада России и их использование. СПб., 1997. 147 с.
- Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 1992. 267 с.
- Кулешевич Л. В., Никитин А. Н. Колчеданное рудопоявление Золотые Пороги в Восточной Карелии (эволюция состава руд при метаморфизме) // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений. Тез. докладов. Петрозаводск, 1996. С. 49–50.
- Куликова В. В. Волоцкая толща – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 1993. 254 с.
- Лаврищев В. А., Пруцкий Н. И., Семенов В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-V (Красная Поляна). Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 213 с.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л.: Наука, 1971. 191 с.
- Ландшафтная эколого-геохимическая карта России. М., 1995.
- Лапо А. В., Давыдов В. И., Пашкевич Н. Г. и др. Методические основы изучения геологических памятников природы России // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 6. С. 75–83.
- Лапо А. В. Состояние проблемы изучения и сохранения объектов геологического наследия России // Мат-лы научно-практич. конф. «Проблемы борьбы с проведением незаконных раскопок и незаконным оборотом предметов археологии, минералогии и палеонтологии». Красноярск: Б.и., 2001. С. 103–108.
- Левченко О. А., Богданов Ю. Б., Камаров А. Н. и др. Изотопный возраст кварцевых порфиров хогландской серии // ДАН, 1998. Т. 358. С. 511–513.
- Лессовые породы СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1 и 2. 232 с.
- Летавин А. И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 182 с.
- Литогеодинамика и минерация осадочных бассейнов / Отв. ред. А. Д. Щеглов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 430 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы – Восточно-Европейская платформа / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наукова думка, 1989. 188 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. А. В. Чекунов, И. В. Литвиненко и др. / Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX / Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1993а. 160 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Отв. ред. В. Б. Соллогуб / Киев: Наукова думка, 1988. 172 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований / Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1993б. 256 с.

- Лозовский В. Р., Мовшович Е. В., Кухтинов Д. А. О стратиграфии триасовых отложений Восточного и Центрального Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976. Т. 51. № 1. С. 69–81.
- Ляшкевич З. М. Магматизм Припятско-Донецкого палеорифта. Киев: Наукова думка, 1987. 176 с.
- Маймин Ю. С., Лунев А. Л. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист К-(37), (38) – Тбилиси. Объясн. зап. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. 160 с.
- Малич Н. С., Гринсон А. С., Кириков В. П. и др. Сравнительный анализ геологического строения Русской и Сибирской платформ и новые критерии прогнозной оценки их минерально-сырьевых ресурсов. Методические рекомендации. СПб.: 1996. 44 с.
- Малич Н. С., МIRONЮК Е. П., Туганова Е. В. Эволюция древних платформ Евразии // Регион. геология и металлогения, 1997. № 7. С. 29–45.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 233 с.
- Меловая система / Отв. ред. М. М. Москвин. М.: Недра, 1986. 339 с.
- Мизанс Г. А. Об этапах формирования Уральского прогиба // Геотектоника. 1997. № 5. С. 33–46.
- Милановский Е. Е. Тектоника и формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1988. 132 с.
- Милеева И. М. Проявление вулканизма в осадочном чехле центральной части Русской платформы // Геол. вестник Центральных районов России, 2000. № 4. С. 9–15.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. Л. Исследования крупных тектонических структур раннего докембрия методом детального картирования опорных участков // Регион. геология и металлогения, 1996. № 5. С. 37–47.
- Мкртчян О. М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 136 с.
- Молостовский Э. А., Богачкин А. Б., Гребенюк Л. В., Рудянов И. Ф. Магнитостратиграфия лессово-почвенной формации Восточного Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 54–62.
- Муслимов Р. Х., Ненароков С. Ю., Степанов В. П. Связь нефти и газа с докембрийским фундаментом в недрах Татарии // Исследования и разработка по неорганическому направлению нефтяной геологии (Кудрявцевские учения 1988 г.). Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1989. С. 128–136.
- Наливкин В. Д., Куликов Ф. С., Морозов С. Г., Слепов Ю. Н. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья // Геология нефти и газа, 1964. № 3. С. 14–17.
- Невеская Л. А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 503 с.
- Неволин Н. В. и др. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. 120 с.
- Недра России. Т. 2. Экология геологической среды / Под ред. Н. В. Межеловского, А. А. Смыслова. СПб.: М., 2002. 660 с.
- Недра Северо-Запада Российской Федерации / Ред. К. Э. Якобсон. СПб.: 2003. 520 с.
- Несметдинов А. Ш. Структура зоны согласования Восточно-Уральской синеклизы Предуральского краевого прогиба и Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. 1991. Т. 66. Вып. 6. С. 25–31.
- Нефтегазоносные провинции СССР. Справочник. М.: Недра, 1983. 272 с.
- Нефтегазоносность России. М.: Изд-во ВНИГНИ, 1997. 123 с.
- Нефть России: проблемы воспроизводства сырьевой базы, потребления, правового регулирования и привлечения инвестиций / А. А. Арбатов, А. А. Коноплиник, А. И. Курский и др. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 80 с.
- Нижний рифей Южного Урала / Отв. ред. М. А. Семихатов. УрО АН СССР, М.: Наука, 1989. 207 с.
- Никитин Ю. И. Сейсмическое райнирование северо-западной части Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Наука. Практика. Маркетинг, 1992. Вып. 3. С. 7–16.
- Николаев С. Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: Изд-во ВНИРО, 1995. 127 с.
- Новик Е. О. Флора и флоростратиграфия верхнего карбона Северного Кавказа. Киев: Наукова думка, 1978. 184 с.
- Общая шкала триасовой системы СССР / Ред. К. О. Ростовцев. Объясн. зап. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. 119 с.
- Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ. Масштаб 1: 1 000 000. Лист Р-(35)-37 – Петрозаводск, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000а. 322 с.
- Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1: 1 000 000. Лист Q-(35)-37 – Кировск, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 267 с.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-(35)-37 Мурманск, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000б. 233 с.

Объяснительная записка к комплексу геологических карт масштаба 1 : 1 000 000. Лист L-(38), (39) - Астрахань / Отв. ред. Н. П. Саркисова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996а. 168 с.

Объяснительная записка к структурным картам поверхностей соленосного и подсолевого комплексов Прикаспийской впадины масштаба 1 : 1 000 000 / Ред. А. Е. Шлезингер. М.: Б. и., 1984. 40 с.

Объяснительная записка к Тектонической карте республик Советской Прибалтики масштаба 1 : 500 000 / Ред. П. И. Сувейздис. Л.: Недра, 1980. 41 с.

Объяснительная записка к Тектонической карте Русской платформы и сопредельных регионов в масштабе 1 : 1 500 000 / Ред. Т. Н. Спизарский, В. П. Кириков / Л., 1975. 162 с.

Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и МССР масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. М. В. Муратов. Киев: Б. и., 1972. 130 с.

Оловягинишиников В. Г. Верхний докембрий западного склона Тимана в восточной части Мезенской синеклизы // Палеогеография венда - раннего палеозоя Северной Европы. Екатеринбург, 1998. С. 147- 159.

Орлов В. П. и др. Геология и оценка нефтегазоносности Московской синеклизы // Обзорная информация. Вып. 5. М., 1998. С. 5-13.

Основные проблемы сейсмотектоники / Ред. Ю. К. Щукин. М.: Наука, 1986. 215 с.

Павленкова Г. А. Новые данные о структуре земной коры по профилю «Кварц» // Разведка и охрана недр, 2000. № 2. С. 11 -15.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 332 с.

Петров Б. В., Макарыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Л.: Наука, 1975. 342 с.

Петров Б. В., Супруненко Э. И. Геоблоковая делимость и глубинное строение Восточно-Европейской платформы // Геологический журнал. — Киев: Наукова думка, 1994. № 2. С. 16-22.

Писаренко Ю. А., Московский Г. А. Разновозрастность соленосных пород Прикаспийской впадины // Тез. докладов Международного конгресса по пермской системе. Пермь, 1991. С. 67- 68.

Писаренко Ю. А. Позднепалеозойская тектоно-седиментационная модель Прикаспийского региона и ее значение для определения приоритетных направлений геологоразведочных работ на нефть и газ. Автореф. докт. дис. Саратов, 2004. 42 с.

Письменный А. Н., Терещенко В. В., Перфильев В. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское) – СПб., 2002. 190 с.

Подмарков А. В. Прогноз метанообильности проектируемых шахт Печорского бассейна на основе установления закономерностей газоносности угленосных отложений (на примере Воркутского района). Автореф. докт. дис. М., 1986. 22 с.

Попов М. А. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене -раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 6. С. 10- 39.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Вып. 33. 56 с.

Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 224 с.

Постнова Е. В., Орешкин И. В., Писаренко Ю. А., Сизинцева Л. И. О состоянии ресурсной базы нефти и газа Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия, 2001. Вып. 27. С. 7-12.

Потапенко Ю. Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1982. 170 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья (Матлы симпозиума, г. Ярославль, июль 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. 158 с.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала (геологическое строение и история формирования). Автореф. докт. дис. М., 1991. 44 с.

Пятакова М. В., Кикина М. А., Лозовский В. Р., Беленкова В. С. Находки конодонтов в нижнетриасовых отложениях Восточного Предкавказья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 11. С. 110-116.

Региональный палеогеогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития Русской платформы (в рифее -фанерозое) / Ред. Е. А. Басков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 166 с. + 20 вкладок.

- Решения 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград–Полтава–Москва, 1983 г.) с региональными схемами. Л., 1986. 155 с.
- Римская-Корсакова О. М., Краснова Н. И.* Геология месторождений Ковдорского массива. СПб.: Изд-во СПб ГУ, 2002. 146 с.
- Рихтер Я. А.* Глубинное строение и история формирования Пачелмского авлакогена и его сочленения в Прикаспийской впадине // Уч. зап. геол. фак. Саратов. ун-та. Н.С., 1997. Вып. 1. С. 5–10.
- Рихтер Я. А.* Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления // Саратов: Научная книга, 2003. Т. 14. 86 с. (Труды НИИГ Саратовского ГУ. Новая серия).
- Родионова Г. Д., Умнова В. Т., Кононова Л. И. и др.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995. 265 с.
- Рубцов А. И., Рубцов А. А.* Экологическая оценка содержания микроэлементов в подземном воздухе шахт Воркутского месторождения (Печорский бассейн) // Уголь. 1998. № 5. С. 61–62.
- Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.
- Рычагов Г. И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М., 1997. 265 с.
- Савельева Л. В.* Триас Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1978. 91 с.
- Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Свиточ А. А., Селиванов А. О., Янина Т. А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (мат-лы по реконструкции и корреляции). М.: Изд-во МГУ, 1998. 292 с.
- Свиточ А. А.* Четвертичная геология, палеогеография, морской плейстоцен, соляная тектоника. М.: РАСХН, 2002. 650 с.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М.* Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР // Геотектоника. 1968. № 4. С. 37–53.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М.* К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 85.
- Ситдигов Б. С.* Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1968. 435 с.
- Снежко В. А.* О гальке кристаллических пород из верхнекаменноугольных конгломератов р. Завкан (Северный Кавказ) // Исследования по минералогии и петрографии на территории Северного Кавказа и Донбасса. Ростов: Изд. Ростовского ГУ, 1971. С. 164–166.
- Снежко В. А.* Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Регион. геология и металлогения, 2005. № 25. С. 87–94.
- Снежко В. А., Потапенко Ю. Я.* Некоторые особенности древнейших гранитоидов Бечасынской зоны (Северный Кавказ) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Кн. 2. Екатеринбург, 2000. С. 168–169.
- Снежко В. А., Потапенко Ю. Я., Усик В. И.* Геодинамическая модель формирования герцинских гранитоидов Большого Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С. 155–175.
- Снежко В. А., Потапенко Ю. Я.* Сравнительный анализ строения, состава и колчеданности палеозойских и рифейских субмаринных вулканогенных формаций Северного Кавказа // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. Мат-лы XXXVIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2005. С. 218–221.
- Снежко Е. А.* Петрохимические типы ультрабазитов Северного Кавказа и их структурная позиция. Новочеркасск, 1985. Деп. в ВИНТИ, № 7884–1385. 163 с.
- Соколов Б. С.* Очерки становления венда. Палеонтол. ин-т РАН. М., 1997. 154 с.
- Солонцов Л. Ф., Клевицова А. А., Аксенов Е. М.* Новые данные о стратиграфии рифейских и вендских отложений востока Русской платформы // Сов. геология. 1966. № 1. С. 70–77.
- Сомин М. Л., Видяпин Ю. П.* Структуры нижеюрских депрессий Главного Кавказского хребта – показатель альпийской деформации его кристаллического фундамента // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. Мат-лы XXXVIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2005. С. 231–234.
- Станковский А. Ф., Якобсон К. Э.* Структуры фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 75–81.

- Старицкий Ю. Г. Полезные ископаемые Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 52 с.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. МСК России, Уфа, 2000. 82 с.
- Стратиграфическая схема рифейских отложений центральной части Русской платформы. Объясн. зап. / Науч. ред. Ю. Т. Кузьменко. М.: ЦРГЦ, 2003. 51 с.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Б. М. Келлер, А. Ю. Розанов. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины (сост. С. В. Яцкевич и др.). М.: Недра, 1989. 166 с.
- Тектоника / Отв. ред. Т. Н. Спизарский. М.: Недра, 1968. 534 с.
- Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Р. Г. Гарецкий. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 168 с.
- Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек / Отв. ред. В. Е. Хаин и др. М.: Наука, 1987. 207 с.
- Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов в масштабе 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Т. Н. Спизарский. Л.: 1968. 16 л.
- Тихомиров П. Л., Назаревич Б. П. Триасовый магматизм восточной части Скифской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 5. С. 55–67.
- Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
- Ткачук Г. А., Ткачук А. Е. Новые данные о пермских и триасовых отложениях Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 141–145.
- Трипольский А. А., Шаров В. И. Литосфера докембрия щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. 155 с.
- Тюрин А. М. К вопросу строения и формирования Оренбургского вала // Отеч. геология. 2002. № 1. С. 29–34.
- Успенская Н. Ю., Табасаранский З. А. Нефтегазоносные провинции СССР М.: Недра, 1966. 494 с.
- Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климат Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
- Федоров Д. И. и др. Новые данные о структурных особенностях Мезенской синеклизы // Недра Поволжья и Прикаспия, 1997. Вып. 12. С. 6–18.
- Федорова Н. В. Исследование длинноволновых магнитных аномалий над Северной Европой // ДРАН, 1996. Т. 347. № 5. С. 681–684.
- Федорова Т. И. Нижнедевонские отложения Саратовского Поволжья // Сов. геология. 1988. № 6. С. 28–43.
- Федорова Т. И., Щекочихина В. М. Новое в стратиграфии девона Саратовского Поволжья // Сов. геология, 1985. № 11. С. 68–70.
- Фейгин Я. М. Некоторые вопросы геологии и рудоносности Ловозерского массива. Автореф. канд. дис. М., 1964. 23 с.
- Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Карелии. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. 485 с.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостехиздат, 1958. 224 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Хаин В. Е. Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. С. 1724–1738.
- Хаин В. Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Тр. ГИН АН СССР, 1984. Вып. 382. 96 с.
- Ханнелль М., Липпольшт Х. И., Гурбанов А. Г. и др. Изотопно-геохимическая реконструкция первичной природы вулканитов в метаморфических комплексах Большого Кавказа // Петрология, 1993. Т. 1. № 2. С. 171–188.
- Хачатрян Р. О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 170 с.
- Хераскова Т. Н. и др. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые, 2000. № 1. С. 77–92.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука. 1977. 152 с.

Чацкий В. П., Шевченко Т. В. Новые данные об отложениях верхней перми Западного Предкавказья // ДАН СССР, 1975. Т. 225. № 6. С. 1403–1405.

Чегодаев Л. Д. Стратиграфия силурийских и нижнедевонских (лохковских) отложений на Северном Кавказе // Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1988. С. 6–25.

Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Автореф. докт. дис. СПб., 1996. 42 с.

Черных В. Н. К стратиграфии и палеогеографии плиоплейстоцена Эльбрус-Чегемской вулканической области // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Кавказа. Мат-лы VIII конференции по геологии и полезным ископаемым. Ессентуки, 1995. С. 15–21.

Чернышев Н. М. Типы сульфидных платиноидно-медноникелевых рудномагматических режимов развития ВКМ (Систематика, состав, гранич. признаки, основные черты эволюции) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1998. № 6. С. 70–80.

Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. 210 с.

Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наукова думка, 1980. 178 с.

Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения Европейской платформы, их формирования и стратиграфическое значение // Тез. докладов совещания по верхнему докембрию (рифейу) Русской платформы. М.: 1974. С. 15–19.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука. 1978. 202 с.

Шаблинская Н. В., Буданов Г. Ф., Лазарев В. С. Промежуточные комплексы платформенных областей и их нефтегазоносность. Л.: Недра, 1990. 179 с.

Шарафутдинов В. Ф. Миатлинская фаза тектогенеза раннесорогенного этапа развития Кавказа // Докл. РАН, 2003. Т. 393. № 1. С. 88–90.

Шашель А. Г., Палухин С. П., Марченкова А. А. и др. Разрывная тектоника Самарского Поволжья, геодинамическая обстановка ее формирования и нефтегазоносности // Недра Поволжья и Прикаспия. Геология, 2002. Вып. 31. С. 25–32.

Шашель А. Г., Шиловский А. П., Хлудов В. Ф. и др. Геодинамика Камелик-Чаганской структурной зоны в девонское время в связи с поисками залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 10. С. 26–33.

Шевченко В. И. Особенности геологического строения досреднедевонских отложений в Нижнем Поволжье // Геология, поиски и разведка залежей углеводородов в палеозойских отложениях. М., 1985. С. 83–93.

Шевырев А. А. Стратиграфия северокавказского триаса по аммонитам // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996. Т. 4. № 2. С. 10–27.

Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.

Шенгелиа Д. М., Кориковский С. П., Чичинадзе Г. Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

Шик С. М. Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане. Корреляция палеогеографических событий: материк–шельф–океан // Мат-лы конференции 26–28 мая 1992 г. / Под ред. А. А. Свиточа. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 33–38.

Шилов Э. В., Матишов Г. Г., Хасанская В. Б. Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // Докл. РАН, 2003. Т. 391. № 1. С. 85–88.

Шкатова В. К., Арсланов Х. А. Поздний плейстоцен Нижней Волги: геохронометрия, палеомагнетизм, изотопы кислорода. Экология антропогена и современности: природа и человек // Сб. науч. докладов, представленных на международную конференцию (Волгоград–Астрахань–Волгоград, 24–27 сентября 2004 г.), СПб.: Гуманитарика, 2004. С. 94–100.

Экогеология России. Т. 1. Европейская часть / Гл. ред. Г. С. Вартанян. М.: Геоинформмарк. 2000. 299 с.

Эколого-гидрогеологическая карта России. Масштаб 1: 5 000 000. М., 1994.

Юра Кавказа / Отв. ред. К. О. Ростовцев. СПб.: Наука, 1992. 185 с.

Язвин Л. С. Оценка прогнозных ресурсов питьевых подземных вод и обеспечение населения России подземными водами для хозяйственно-питьевого водоснабжения // Разведка и охрана недр, 2003. № 10. С. 13–20.

Якобсон К. Э. О границе криптозоы и фанерозоя // Сов. геология, 1987. № 4. С. 57–63.

Якобсон К. Э., Казак А. П. Эволюция геосистемы Русская платформа–Урал // Регион. геология и металлогения, 2004. № 20. С. 64–72.

Якобсон К. Э., Казак А. П., Толмачева Е. В. Туффизиты под Санкт-Петербургом // Природа, 2003. № 5. С. 61–63.

Якобсон К. Э., Орлова М. Т. Акцессорные минералы доломитов лапичской свиты рифея Белоруссии // Зап. ВМО, 1985. Вып. 5. С. 605–609.

Якобсон К. Э. и др. Следы фанерозойского вулканизма в Онежской структуре Балтийского щита // ДАН СССР, 1994. Т. 337. № 1. С. 92–94.

Яншин А. Л. В. И. Вернадский и его учение о биосфере и переходе ее в ноосферу // В. И. Вернадский и современность. М.: Наука, 1986. С. 28–40.

Яншин А. Л., Шлезингер Л. Е. Геологическая модель формирования Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1987. 215 с.

Яцкевич С. В. и др. Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1989. 166 с.

Яцкевич С. В. Формационная характеристика осадочного чехла нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты // Недра Поволжья и Прикаспия. Наука. Практика. Маркетинг, 1996. Вып. 11. С. 19–27.

Horneman Ritva et al. The granitoids surrounding and intruding the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Proc. of a Finnish-Soviet Symposium in Finland on July 28–August 7, 1986, Espoo, 1988, P. 97–121.

Kirikov V. P. Devonian period in evolution of the Russian platform // Devonian of the World. Proc. of the Second Int. Symposium on the Devonian System. Vol. 1, Calgary, Canada, 1988. P. 513–526.

Litosphere dynamics Europrobe. Upsala University, 1996. 138 p.

Larsen E., Funder S. and Thiede J. Late Quaternary history of northern Russia and adjacent shelve – a synopsis. Oslo. Boreas, 1999. Vol. 28. P. 6–11.

Mangerud J., Astakhov V. I., Svendsen J.-I. The extent of the Barents-Kara icesheet during the Last Glacial Maximum // Quaternary Sci. Rev., 2002. Vol. 21. P. 111–119.

Masaitis V. L. Impact structures of northeastern Eurasia. The territories of Russia and adjacent countries // Meteoritics and Planet. Sci., 1999. № 34. P. 691–711.

Modlinski Z. Stratigrafia i litofacie ordowiku Zachodniej szesci syneklizy Perybaltyckiej // Bull. Inst. geol., 1976. № 270. S. 86–105.

Purainen Tauno. The geology of the Archaean greenstone – granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland // Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Proc. of a Finnish-Soviet Symposium in Finland on July 28 – August 7, 1986, Espoo, 1988. P. 39–52.

Rubakov S. I. Volcanism, sedimentogenesis and stratiform ore formation in the Archaean greenstone belts of Soviet Karelia // Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Proc. of a Finnish-Soviet Symposium in Finland on July 28 – August 7, 1986, Espoo, 1988. P. 179–188.

Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al. Age and significance of mesoproterozoic CFB magmatism, lake Ladoga region, NW Russia // Abstr. Geol. Soc. of America Annual Meeting, Boston, 2001. Vol. 33. № 6. P. 142.

Shlukov A. I. et al. On the determination of sediment accumulation rates. Geo Resear Forum // Transtech Publ. (TTP). Switzerland, 1999. Vol. 5. P. 145–168.

Taipale Kalle. Volcanism in the Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland // Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Proc. of a Finnish-Soviet Symposium in Finland on July 28–August 7, 1986, Espoo, 1988. P. 151–160.

Vuks Y. J. Triassic foraminifers of the Crimea, Caucasus, Mangychlak and Pamirs (biostratigraphy and correlation) // ZBL. Geol. Palakont. Teil I (1998) 2000. Hett 11–12. P. 1353–1365.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	7
ВВЕДЕНИЕ (В. П. Кириков, Б. В. Петров)	9
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДА РОССИИ	
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ, ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ, СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА (Б. В. Петров, Э. И. Супруненко, Е. Д. Мильштейн, Ю. М. Эринчек)	13
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА Восточно-Европейской платформы (Б. В. Петров).....	31
Волго-Уральский мегаблок	32
Лапландско-Мезенский мегаблок	33
Воронежско-Украинский мегаблок	42
Скандинавско-Белорусский мегаблок	48
Прикаспийский мегаблок	50
Межмегаблоковые пояса	50
Докембрийский фундамент Тимано-Печорской, Скифско-Туранской платформ и Северного Кавказа	52
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ (В. П. Кириков).....	55
Восточно-Европейская платформа (В. П. Кириков).....	57
Рифейско-нижневендский структурный этаж (К. Э. Якобсон).....	61
Нижнерифейский (бурзянский) структурный ярус	61
Нижнебайкальский структурный ярус	63
Верхневендско-неогеновый (плитный) структурный этаж (В. П. Кириков)	72
Верхневендско-нижнетриасовый структурный подэтаж.....	72
Структуры западной части ВЕП	73
Структуры центральной и восточной частей ВЕП	82
Среднетриасово-неогеновый структурный подэтаж	110
Области тектоно-магматической активизации (Б. В. Петров)	118
Тимано-Печорская эпибайкальская платформа (Г. Ф. Буданов)	123
Структурные элементы поверхности фундамента	124
Строение осадочного чехла	126
Скифско-Туранская эпигерцинская платформа (В. П. Кириков, В. Я. Вукс, В. А. Снежко)	134
Скифская плита	134
Доно-Мангышлакская складчатая зона (В. П. Кириков)	143
Складчатые системы Большого Кавказа	147
Вендско-триасовый структурно-вещественный мегакомплекс Большого Кавказа и Скифской плиты (В. А. Снежко, Н. Г. Власов)	149
Мезо-кайнозойский (альпийский) структурно-вещественный комплекс (В. Я. Вукс, В. А. Снежко)	162
Четвертичные образования европейской части России (В. К. Шкатова, Е. П. Заррина).....	167
Ледниковая, преимущественно поздненеоплейстоценовая формация Севера и Северо-Запада Европейской части России	169
Ледниковая, преимущественно средне-поздненеоплейстоценовая формация Северо-Востока	172
Ледниково-перигляциальная, преимущественно ранне-среднеоплейсто- ценовая формация Центра.....	174
Лессово-почвенная внеледниковая формация Юга и Юго-Востока	178
Морская, преимущественно поздненеоплейстоцен-голоценовая формация Каспийского и Черного морей	181
Гравитационная и ледниковая (горная) формация Кавказа	188
Основные нерешенные вопросы стратиграфии и палеогеографии квартера европейской части России	190
Импактные структуры (В. Л. Масайтис).....	194

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	
ПЕРВЫЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ РАННЕЙ КОРЫ (Б. В. Петров)	201
ВТОРОЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ГРАНУЛИТ-ГНЕЙСОВЫХ ПОЯСОВ (Б. В. Петров)	203
Общая характеристика состава и строения	203
Осадконакопление	204
Вулканизм	206
Плутонизм	208
Метаморфизм	211
Общие закономерности эволюции гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей	214
ТРЕТИЙ ЭТАП – ОБРАЗОВАНИЕ КРАТОНОВ И ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (А. М. Ахмедов, Б. В. Петров)	217
Осадконакопление	218
Вулканизм	223
Плутонизм	226
Метаморфизм	227
Общие закономерности геологического развития	228
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП (Б. В. Петров)	229
Бурзянский подэтап	229
Раннебайкальский подэтап	231
ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (Б. В. Петров, Е. Д. Мильштейн, Ю. Б. Богоданов, Ю. М. Эрнчек)	234
ПОЗДНИЙ ВЕНД–ФАНЕРОЗОЙ	238
Позднебайкальский этап (Е. М. Аксенов)	238
Каледонский (раннепалеозойский) этап (В. П. Кириков)	243
Раннегерцинский (среднепалеозойский) этап (В. П. Кириков)	250
Позднегерцинский (позднепалеозойский) – раннемезозойский этап (В. П. Кириков)	259
Киммерийский и альпийский (мезозойский и кайнозойский) этапы (В. П. Кириков)	268
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ (В. П. Кириков)	281
ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ (Е. А. Басков, М. А. Чуйко)	288
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ	
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФУНДАМЕНТА ВЕП (О. А. Воинова, Б. В. Петров, А. С. Воинов, М. Ю. Ногина, Б. Ю. Астафьев)	302
Балтийский щит	302
Черные металлы	302
Цветные металлы	310
Редкие металлы	317
Благородные металлы	318
Неметаллические полезные ископаемые	323
Воронежский кристаллический массив	334
Черные металлы	334
Цветные металлы	335
Благородные металлы	337
Неметаллические полезные ископаемые	338
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ	339
Нефть и газ	339
Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (О. И. Супруненко)	341
Прикаспийская нефтегазоносная провинция (О. И. Супруненко)	351
Балтийская нефтеносная область (О. И. Супруненко)	355
Северо-Донецкий нефтегазоносный район (О. И. Супруненко)	356
Московская и Мезенская потенциально нефтегазоносные области (О. И. Супруненко)	356
Северо-Кавказская нефтегазоносная провинция (О. И. Супруненко)	356

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (О. М. Прицела)	359
Твердые горючие полезные ископаемые (В. М. Богомазов, С. В. Щербакова)	376
Черные металлы (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	386
Цветные металлы (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	390
Редкие металлы (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	393
Уран (Г. В. Грушевой, Т. А. Иванова)	393
Благородные металлы (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	395
Неметаллические полезные ископаемые (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	496
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И	
ВНУТРИПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА	400
Комплексные месторождения эпохи палеозойской активизации (Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов)	400
Алмазы (М. В. Михайлов, Е. М. Веричев)	406
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ	
(Б. В. Петров, О. А. Воинова, А. С. Воинов, Б. Ю. Астафьев)	425
Минерагеническое районирование	425
Минерагенические эпохи	435
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ (Е. А. Басков, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко)	438
СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ	
ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ (Б. В. Петров, Ю. Б. Богданов, В. П. Кириков, Л. Р. Семёнова, С. Н. Суриков)	446
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ	
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ И УРАЛА (Н. Р. Горбачев)	465
ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ ВСЕМИРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ЗАПАДА	
РОССИИ И УРАЛА (А. В. Лапо)	488
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Б. В. Петров, В. П. Кириков)	496
ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА	
ПОГРАНИЧНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И	
УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (Б. В. Петров, В. П. Кириков)	504
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	511

CONTENTS

PREFASE.....	7
INTRODUCTION (<i>V.P. Kirikov, B.V. Petrov</i>)	9
GEOLOGICAL AND DEEP STRUCTURE OF WEST RUSSIA	
DEEP STRUCTURE OF EAST EUROPEAN, TIMAN-PECHORA, SCYTHIAN-TURAN PLATFORMS AND THE NORTHERN CAUCASIA (<i>B.V. Petrov, E. I. Suprunenko, E.D. Milshlein, Yu.M. Erinchek</i>)	13
GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM BASEMENT (<i>B.V. Petrov</i>).....	31
Volga-Uralian megablock.....	32
Laplandian-Mezen megablock	33
Voronezh-Ukrainian megablock	42
Scandinavian-Belarusian megablock	48
Caspian megablock	50
Intermegablock belts	50
Precambrian basement of the Timan-Pechora, Scythian-Turan platforms and the Northern Caucasia	52
GEOLOGICAL STRUCTURE OF PLATFORM COVERS (<i>V.P. Kirikov</i>).....	55
East European platform (<i>V.P. Kirikov</i>).....	57
Riphean-Lower Vendian structural stage (<i>K.E. Yakobson</i>).....	61
Upper Vendian-Neogene (plate) structural stage (<i>V.P. Kirikov</i>)	61
Tectonomagmatic activation areas <i>B.V. Petrov</i>)	63
Upper Vendian-Neogene (plane) structural stage (<i>V.P. Kirikov</i>).....	72
Upper Vendian-Lower Triassic structural substage.....	72
Structures of the western part of the East European platform.....	73
Structures of the central and eastern parts of the East European platform.....	82
Middle Triassic-Neogene structural substage.....	110
Tectono-magnetic activation areas.....	118
Timan-Pechora epibaikal platform (<i>G. F. Budanov</i>)	123
Structural elements of the basement surface	124
Sedimentary cover structure	126
Scythian-Turan epihercynian platform (<i>V.P. Kirikov, V.Ya. Vuks, V. A. Snezhko</i>).....	134
Scythian plate	134
Don-Mangyshlak fold zone (<i>V.P. Kirikov</i>)	143
Greater Caucasian fold system.....	147
Vendian-Triassic structural-petrologic megacomplex of the Greater Caucasias and the Ciscaucasias (<i>V.A. Snezhko, N. G. Vlasov</i>)	149
Meso-Cenozoic (Alpine) structural-petrologic complex (<i>V.Ya. Vuks, V.A. Snezhko</i>)	162
Quaternary formations of European part of Russia (<i>V. K. Shkatova, E. P. Zarrina</i>)	167
Glacial, mainly Late Neopleistocene formation of the North and Northwest	169
Glacial, mainly Middle-Late Neopleistocene formation of the Northeast	172
Glacial-periglacial, mainly Early-Middle Neopleistocene formation of the Center.....	174
Loess and soil extraglacial formation of the South and Southeast.....	178
Marine, mainly Late Neopleistocene-Holocene formation of the Caspian and Black seas	181
Gravity and glacial (mountain) formations of the Caucasias	188
Main unsolved problems of Quaternary stratigraphy and paleogeography of the European part of Russia	190
Impact structures (<i>V.L. Masaitis</i>)	194
HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT	
FIRST STAGE: EARLY CRUST GENERATION (<i>B.V. Petrov</i>)	201

SECOND STAGE: GENERATION OF GRANITE-GREENSTONE AREAS AND GRANULITE-GNEISS BELTS (<i>B.V. Petrov</i>).....	203
General characterization of the composition and structure.....	203
Sedimentation	204
Volcanism	206
Plutonism.....	208
Metamorphism	211
General patterns of the evolution of granite-greenstone and granulite-gneiss areas	214
THIRD STAGE: CRATONS AND PROTOGEOSYNCLINES GENERATION	
(<i>A.M. Akhmedov, B.V. Petrov</i>)	217
Sedimentation	218
Volcanism	223
Plutonism	226
Metamorphism	227
General patterns of geological evolution	228
LATE PRECAMBRIAN PLATFORM STAGE (<i>B.V. Petrov</i>)	229
Burzyansky substage	229
Early Baikalian substage	231
EVOLUTION OF THE PRECAMBRIAN CRUST OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM	
(<i>B.V. Petrov, E.D. Milshtein, Yu.B. Bogdanov, Yu.M. Erinchek</i>)	234
LATE VENDIAN-PHANEROZOIC.....	238
Late Baikalian stage (<i>E. M. Aksenov</i>)	238
Caledonian (Early Paleozoic) stage (<i>V.P. Kirikov</i>)	243
Early Hercynian (Middle Paleozoic) stage (<i>V.P. Kirikov</i>)	250
Late Hercynian (Late Paleozoic) - Early Mesozoic stage (<i>V.P. Kirikov</i>).....	259
Cimmerian and Alpine (Mesozoic and Cenozoic) stage (<i>V.P. Kirikov</i>)	268
MAIN PATTERNS OF THE FORMATION OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM	
SEDIMENTARY COVER (<i>V.P. Kirikov</i>).....	281
PALEOHYDROGEOLOGICAL ANALYSIS (<i>E. A. Baskov, M. A. Chuiko</i>)	288
MINERAL RESOURCES AND PROSPECTS FOR THE EXTENSION OF THE MINERAL BASE	
MINERAL RESOURCES OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM BASEMENT	
(<i>O.A. Voinova, B.V. Petrov, A.S. Voinov, M.Yu. Nogina, B.Yu. Astafiev</i>)	302
Baltic shield	302
Ferrous metals	302
Non-ferrous metals.....	310
Rare metals	317
Precious metals	318
Non-metallic mineral resources	323
Voronezh crystalline massif	334
Ferrous metals	334
Non-ferrous metals	335
Precious metals	337
Non-metallic mineral resources.....	338
MINERAL RESOURCES OF THE PLATFORMS SEDIMENTARY COVERS	339
Oil and gas.....	339
Volga-Uralian oil-and-gas province (<i>O.I. Suprunenko</i>).....	341
Caspian oil-and-gas province (<i>O.I. Suprunenko</i>).....	351
Baltic oil-and-gas area (<i>O.I. Suprunenko</i>).....	355
North Donetsk oil-and-gas area (<i>O.I. Suprunenko</i>).....	356
Moscow and Mezen potentially oil-and-gas areas (<i>O.I. Suprunenko</i>)	356
North Caucasian oil-and-gas province (<i>O.I. Suprunenko</i>)	356
Timan-Pechora oil-and-gas province (<i>O.M. Prishchepa</i>).....	359
Solid fuel deposits (<i>V.M. Bogomazov, S. V. Shcherbakova</i>)	376
Ferrous metals (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>)	385
Non-ferrous metals (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>)	390

Rare metals (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>)	
Uranium (<i>G. V. Grushevoi, T. A. Ivanova</i>).....	
Precious metals (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>)	
Non-metallic mineral resources (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>)	
MINERAL RESOURCES IN ZONES OF TECTONIC ACTIVATION AND INTRAPLATE MAGMATISM	
Complex deposits of the Paleozoic activation epoch (<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov</i>).....	
Diamonds (<i>M. V. Mikhailov, E.M. Verichev</i>)	
METALLOGENIC ZONING AND METALLOGENIC EPOCHS	
(<i>B.V. Petrov, O.A. Voinova, A.S. Voinov, B.Yu. Astafiev</i>)	
Metallogenic zoning	
Metallogenic epochs	
HYDROGEOLOGICAL ZONING (<i>E.A. Baskov, S.N. Surikov, M.A. Чуйко</i>).....	
STATUS AND PROSPECTS OF THE MINERAL BASE DEVELOPMENT IN EUROPEAN RUSSIA (<i>B.V. Petrov, Yu.B. Bogdanov, V.P. Kirikov, L.R. Semenova, S.N. Surikov</i>).....	
ECOLOGICAL AND GEOLOGICAL STATUS AND GEOLOGICAL MONUMENTS	
ECOLOGICAL AND GEOLOGICAL STATUS OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA AND THE URALS (<i>N.R. Gorbatshevich</i>).....	
WORLD GEOLOGICAL HERITAGE SITES OF WEST RUSSIA AND THE URALS (<i>A.V. Lapo</i>)	
CONCLUSIONS (<i>B.V. Petrov, V.P. Kirikov</i>).....	
EVOLUTION OF TECTONIC AND METALLOGENIC PROCESSES IN CONTACT AREAS OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND THE URALIAN MOBILE BELT (<i>B.V. Petrov, V.P. Kirikov</i>).....	
REFERENCES	

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РОССИИ

В шести томах

Том 1. Запад России и Урал Книга 1. ЗАПАД РОССИИ

Редактор *В. И. Гинцбург*
 Корректор *Е. А. Зотова*
 Технический редактор *Д. Г. Воробьева*

Подписано в печать 10.XI.2006. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.
 Печать офсетная. Печ. л. 33. Уч.-изд. л. 37,5. Тираж 800 экз.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
 им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
 199106. Санкт-Петербург, Средний пр., 74
 Тел 328-87-85. Факс 328-90-47



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
 199178. Санкт-Петербург, Средний пр. 72
 Тел. 328-91-90. Факс 321-81-53